

ОЗЕРОВЕДЕНИЕ

*Допущено Министерством высшего
и среднего специального образования
РСФСР в качестве учебника для студентов
для университетов*

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1960

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Введение	7
1.2. Литература	12
<i>Глава I</i>	
Краткий очерк истории озеражения	13
1.2. Литература	23
<i>Глава II</i>	
Озерные котловины	24
Морфология озерных котловин	24
Морфометрия	25
Статистическая классификация озерных котловин	36
Литература	42
<i>Глава III</i>	
Водное питание и режим урзоней	45
Упадение и годичный баланс	48
Режим урзоней	61
Литература	72
<i>Глава IV</i>	
Термизм и водные явления	73
Термизм	75
Поступление и отражение солнечной радиации	75
Температурный баланс	76
Гидродинамический типизм и водный и термический режим водной массы	79
Температурное озеро	105
Термическая классификация озер	108
Ледовые явления	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 (бикарбонатные) озера	171
Литература	177
Глава VII	
Движение озерной воды	178
Волны	178
Течения	187
Потоки и стоки	194
Сейши	212
Переувлажнение	213
Литература	216
Глава VIII	
Земные озера	216
Формирование и рекристаллизация донных отложений	228
Почвенные озера	241
Географический характер озерных отложений	244
Охрана водохранилищ	249
Литература	254
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	299
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 озероведным 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 гидроэлектрических, относящихся к курсу водохозяйственных расчетов.

В этом же соображении в разделе гидрохимии показаны типичным 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. Написанные доктором К. А. Воскресенским. Глава «Водохранилища» 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. Аполлову, доценту Ю. А. Дехну и младшему сотруднику 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 «озеро» (лимнология) — отнесено гидрологич. изучающая водоемы замкнутого гидробасти — 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 исподняк рек, часто речной, а в межень — озерный характер.

Основное отличие озера от моря — отсутствие непосредственного гидробасти с океаном. Исключения составляют озера морских побережий, и котловин водобиты с морем или океаном соединяются непрерывно или периодически.

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

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 гидробасти 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 подходы океанологии.

Каждое озеро возникает и развивается в определенной географической среде и взаимодействует с ней. Водное питание, объемная масса водной массы и уровня, особенности режима озер зависят от размеров и географических условий их бассейнов, поэтому понимание режима озер неразрывно связано с изучением их водосборной.

Руководящая роль в формировании и развитии озер принадлежит интегрирующим географическим факторам: рельефу, климату и стоку. Озеро, как и все другие водные объекты земного шара, является одним из звеньев географического процесса стока — процесса обмена водных масс океана и суши, в котором факторы гидрологические, географические, фазические, химические, биологические не только определяют самый обмен и его характер, но и обуславливают крутизну и нестность во всем процессе стока и в каждом из его звеньев (водном объекте) (Муряпейский, 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 комплексу географических наук. Это ни в коей мере не исключает применения и отработанных 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 сфере общего озероведения исследования общих закономерностей и процессов, свойственных озерам как водным объектам, а к сфере специального озероведения — исследования озер определенных конкретных территорий. На наш взгляд, существенно озероведение органически входит в гидрографию, содержание которой составляет: «Описание и характеристика вод определенных территорий, свойств этих вод, их распределения, установление связи и взаимодействия их с физико-географическими условиями этих территорий» (Давыдов, 1953).

Водная масса озера располагается в его котловине. Степень заполнения котловины водой зависит от водного баланса озера (поступающая вода в водоем и уходящая из него).

Каждому озеру присуща определенная под действием различных факторов, формирующих рельеф земной коры (тектонических движе-

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

Для озера характерен замедленный водообмен, в результате которого водная масса, находясь в котловине длительное время, 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 взвешенных, коллоидных наносов и растворенных элементов, продуктов водного сноса, а также материала, возникающего в самом озере в результате жизнедеятельности водных организмов и взаимодействия коренных и водной массы.

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

Географическая роль озера определяется его местом в процессе стока и особенностями режима, связанными с этими процессами, 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, возникшие и развивающиеся под воздействием интегрирующих географических факторов, воздействуют на ряд компонентов ландшафта.

Географическое значение озер проявляется в следующих основных направлениях:

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

- д) воздействию на грунтовые воды;
- е) образующимся новым горным породам из накопленных в озере отложений;
- ж) созданием специфических условий для жизнедеятельности организмов.

Озера регулируют 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 водности меньше, чем в безозерных реках.

В водах озер происходят химические и биохимические реакции; один элемент переходит 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. Различия воздействия озера на климат и почвы определяются масштабом его акватории и объемом водной массы. Районам, окружающим крупные озера, присущи черты морского климата.

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

В результате непрерывного накопления органических и минеральных частиц в озерах образуются многие типы донных отложений. Эти отложения видоизменяются при дальнейшем развитии 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 ландшафты 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 в народном хозяйстве 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 сухих условий рек, получения гидроэнергии, водоснабжения. Наша страна занимает ведущее 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 изучения режима озероводных водоемов и прогноза элементов режима для строительства, 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, особенно, представляющие интерес для работников других специальностей.

ЛИТЕРАТУРА

- Анучин Д. Н. Воды суши. Озера. «Землеведение», т. III, кн. 2 (прилож. 2). 1936.
Богдановский Б. Б., Мурзавецкий С. Д. Озера по озероведению. Изд-во МГУ. 1957.
Давыдов Л. К. Гидрография СССР, ч. 1. Изд-во МГУ. 1953.
Зайкин В. Д. Очерк по озероведению. Гидростроядат, Л., 1955.
Колосник С. П. Основы системы земледелия. Учитель, Л., 1955.
Мельников Н. В. Методические основы наблюдений на озерах станций и постов. Гидрометеожурнал. «Тр. III Всесоюз. гидрол. съезда», т. IV. Гидростроядат, Л., 1959.
Мурзавецкий С. Д. Природоохрана как географический фактор. «Изв. АН СССР», сер. геогр. и геофиз., 1946, т. 10, № 8.
Мурзавецкий С. Д. Роль географических факторов в формировании географических комплексов. «Вопр. геогр.», сб. 9, 1948.
Helffer W. Grundzüge einer vergleichenden Seenkunde. Berlin, 1923.

Глава I

КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ОЗЕРОВЕДЕНИЯ

В настоящей главе с характерными теоретическими и историческими основами озероведения в различные периоды его развития.

Исследования отдельных водосмек и озерных районов, приве- данные в различные периоды, не рассматриваются. Данные о них приводятся в курсах гидрографии СССР (Л. К. Давыдов, 1953, А. А. Соколов, 1952) и водных исследований (Е. В. Близняк, 1952). Кроме того, изученность озер и водохранилищ в современное состояние озероведения в нашей стране подробно охарактеризовано на III Всесоюзном гидрологическом съезде (Е. В. Близняк и В. Г. Андреевич, 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, возможно только на основе теоретических положений и методов ряда наук. Поэтому наиболее закономерное развитие озероведения в тесном контакте с смежными науками: физической географией, гидрологией, рек, биологией, гидрофизикой, гидравликой, геологией, метеорологией.

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

Систематическим изучением озероведения заслуженно считается швейцарский ученый Ф. А. Форель. 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, 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 приходились на 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 закономерностей распространения водных организмов).

Со второй половины XIX в. начались гидрохимические исследования на естественных озерах.

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. Песты-Куль — П. П. Семеновым (1856 г.), исследования Альтейских озер в 60-х гг. XIX в. и др.

Наряду с этими работами организовывались специальные экспедиции для изучения режима озер и выяснения возможностей 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. Андриуса на Ладожском озере, 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 каналов, 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 организованы в 1888 г. на Каспийских озерах (под Москвой) отделением земледелия Московского общества любителей естественной истории, в том же году на Вишне-Песчаном озере близ Праги — проф. Фрико. Эти станции еще не имели настоящей 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.

Рядом исследователей, главным образом в конце периода, проведены обширные 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. Копенки «Главнейшие озера и лиманы России» (1859) и др.

Большое творческое значение имеет труд крупнейшего русского ученого географа и климатолога А. Н. Воеводина «Климаты земного шара, в особенности России» (1884). А. Н. 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 созданной 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 образом развития озероведения. Гривы минеральных озер стали широко применяться в медицине. Повысилась эффективность рыбозаповедения, начались опыты 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 термич. для рыбного хозяйства).

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

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

Открываются первые озерные станции, производятся стационарные наблюдения.

Начало комплексных исследований озер России на широкой факто-географической основе положили работы на озерах Верхнего Волга и Западной Двины, проводившиеся в 1894—1895 гг. под руководством Д. Н. Анучина. Работы велись систематич. по исследованиям источников галайных рек Европейской 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 широкой географический подход к исследованию озер стал руководящим принципом в работе русских лимнологов.

Крупнейший географический характер носило исследование Л. 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. Захарьяс открыл в г. Плетзе (Северная Германия) пресноводную биологическую станцию.

В 1891 г. отделением водопользования Московского общества любителей естествознания, этнографии и антропологии открыта первая русская гидробиологическая пресноводная станция на оз. Глубокое (Московская губ.). Основателем ее был Н. Б. Зотграф, первым заведующим С. А. Тернов. В 1892 г. открылась станция в Зиндге (Финляндия). В 1896 г. проф. Н. П. Борозин основал на Бодаревском озере (Новгородская губ.) станцию, названную вскоре Бородинской и в 1907 г. перенесенную на оз. Сатисур. 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. Шмидта (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. Шмидтом — на Альпийских озерах.

Представителями биологического направления в лимнологии А. Тинкеном (Германия) и Е. Пауменом (Швейцария), разрабатывая биологический (трофический) классификация озер, основанная 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.

Заслугей биологического + практического является разработка теории биологической продуктивности водоемов, связанной с образованием прибрежной (в первую очередь разбег) с их режимом.

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

Ф. А. Форель, собрав материалы многолетних личных 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, рассматривая элементы режима и морфологии озер, даны классификация озер по разным признакам. Труд Фореля и печатные периодические десятилетия служил основным руководством для лимнологов.

Географ широкого профиля Д. Н. Анучин в работе «Воды суши. Озера» (1896) гласил и при этом исследовании 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 рассматриваются 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 советском озероведении, заложенное и утвержденное трудами 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, гидрохимия), для решения каждой из которых необходимы специальная методика, приборы и оборудование. В связи с этим усилилась дифференциация исследований, намечившаяся 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, регулирования стока, строительная и эксплуатация 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 (Ильмень, 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 гидрометеорологической сети проводятся с организацией в 1929 г. Гидрометеорологической СССР.

Обширные материалы, собранные экспедициями в 20-30-е 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 воды» 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. Сеной было организовано Севанское гидрометеобюро, руководителем В. К. Давыдовым. В 1928 г. открылась Байкальская лимнологическая станция в пос. Лиственном, организатором Г. Ю. Варешагиным. В 1931 г. была организована Карельская научно-исследовательская рыбохозяйственная станция в Петрозаводске. Для исследования озерных отложений в 1919 г. создана сандрапетная комиссия АН СССР и сандрапетная станция в бассейне оз. Мелане.

Наибольшее значение в развитии теории и методики освоения целого ряда Каспийской станции, тропической, кроме стационарных наблюдений, широкие экспедиционные лимноскопии, Глубинно-участковой и Байкальской станции и Селенского гидрометеобюро, поставившего исследованием перавертия с водной поверхностью и питания баланса. Из станций оформившиеся кадры лимнологов, выработавшие спелетская школа освоения.

Значительное место в развитии освоения, так же как и других отраслей гидрологии суши, занимают Всесоюзные гидрологические съезды. последующих 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. (на них: 12 — на секции гидрофизики, 13 — на секции гидрохимии и санитарной охраны вод, 13 — на секции водного хозяйства).

Новое направление в озероведении, связанное с проектированием, строительством и эксплуатацией крупных водохранилищ, возникло 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: водной режим, течение, сланы и нагоны, переработка берегов, запасы, водный баланс, термиче 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 водных озер, прудов, строительство прудов и малых водохранилищ для целей водоснабжения и рыбохозяйства при освоении целинных земель и неиспользованных местных ресурсов, связанных с перестройкой хозяйства областей и организацией орошения. 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 рассмотриваемого 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 (котоэрозия, термиче, устойчивость, биологическая продуктивность), наиболее подробно по исследованию (1957). Заслуживают внимания исследования Ф. Гутнера (Германия) по термиче, 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 гидрометеорологии (ГИИ, Центральный институт прогнозов, обсерватории и др.), рядом научно-исследовательских институтов АН СССР (Лаборатория озероведения, Институтом геологии, Институтом географии, Институтом океанологии), высшими 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, водной биомассы, термиче-
ские и ледовые явления, движение 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. Сосколову
и И. И. Мухоморову озер и Рыбинскому водохранилищу, труды
Г. И. Черепанова и Л. И. Родина по комплексному элементному
режиму и общим вопросам озера, А. В. Штанников —
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, продолжающие
традиции выдающиеся Д. И. Анучины и И. С. Бергом.

В дальнейшем исторического обзора необходимо также рассмотреть пе-
риодические работы, которые частично имеют значение руководящих по курсу
озера.

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

В руководстве В. Хальбеггена «Основы сравнительного озера-
водения» (Halteweg, 1923) описаны озер и их режимы дано их значение в ландшафтном по-
ложении различных топографических зон. Помимо топографической части, много выде-
лено большой фактической материал, труд, и влияние от большинства ранее
более обширных обобщающих работ, имеет гидрологическое, а не биологическое
направление. Режим озер рассмотрен Хальбеггеном детально. Книга может
служить дополнительным пособием, но как основное руководство служить
применительно, переработка фактически материалом, некоторые разделы не
успели.

Основной ладней труда Г. Г. Лангмай «Жизнь и течения» (Langmay, 1950)
является характеристика озер как среды для жизни водных организмов.
Анализ гидрологического в озерных условиях для авторов на основе систем этих
показателей с гидрографическими условиями окружающей территории. Гидрогра-
фическая работа и ценность гидрологического материала делает ее весьма ценным по-
собием. Однако основной руководящий работа служить не может, так как не
все элементы режима озер описаны и не все описаны.

Руководство Ф. Рутнера «Основы лимнологии» (Rutner, 1952) и П. С. Ратца «Биология» (Welch, 1952) имеют биоло-
гическую направленность и ставят своей задачей дать представление об озерных вод о
экологическом состоянии. В связи с озерными исследованиями работ не все
экологический режим озер рассмотрен с достаточной глубиной. В руко-
водстве Рутнера четырем разделам, посвященным термике, ветровым и пере-
менчивости, Ратца описаны детали фактического материал. В книге дан ста-
дар, систематический перечень. В работе Лангмай гидрологическим разделом отде-
лено всего около четверти текста и написаны они не достаточно детально
и поэтому схематично и недостаточно глубоко дан систематический руководящий.

¹ Основы на основе работ по перечисленным проблемам даются в со-
ответствующих главах.

И. С. Черных по озерам: В. Д. Байков (Зайков, 1955) рассматри-
ваются, на математической основе, физические явления и процессы, происходя-
щие в озерных водах. Авторы использованы последние научные сведения
и частично зарубежные материалы. Труды В. Д. Зайкова имеют комплексный
характер по рассмотрению и не только физическим.

Пособие В. Б. Боталовского и С. Д. Муравейского «Справочник озер-
водения» (Боталовский и Муравейский, 1953) с разницей по сравнению с основ-
ными курсами и выделяет характеристику гидрологического режима озер.
Однако в озерных условиях с учетом последних научных трудов и озерных
озер и водохранилищ (в первую очередь на термике, переработке берегов и
водной биомассы), книга нуждается в дополнении.

Наличие пособия по озерным явлениям (Труды Г. Г. Лангмай и
Л. И. Родина) (Halteweg, 1923). Авторы рассмотрели озерные
явления, физические и химические свойства воды, водный баланс и устои,
длинные воды (ветры, волны, течения) и течения озерных вод. На-
более полно и подробно раздел: гидрологический материал (вода, ледовый
режим, гидрологическая классификация, морфометрия, гидроэкология и термиче-
ские явления). Книга может служить дополнительным пособием, но не может служить
основным пособием (особенно в озерных условиях) и особенно в озерных
и гидроэкологическом материалах посвященном ей как основной руководящий
задуманным.

ЛИТЕРАТУРА

- Анучин Д. И. Воды суши. Озера, Москва, 1923, кн. 2
(издание 1955).
Берг И. С. Очерки истории изучения озер России и гидрологическом
оповещении. Изд. Рос. гидрограф. ин-та, 1923, № 5.
Боталовский В. Б., Муравейский С. Д. Справочник озер-
водения. Изд-во АГУ, 1953.
Боталовский В. Б. Водные явления, М., 1952.
Боталовский В. Б. и Зайков В. Г. Гидрология озер и водохра-
нищ СССР, т. III. Воды, течения, льды, т. I. Гидрометеоролог., Л., 1956.
Давыдов Л. К. Гидрография СССР, т. I. Изд-во АГУ, 1953.
Зайков В. Д. Очерки по озерам. Гидрогосиздат, Л., 1955.
Лангмай Г. Г. Жизнь в озерных водах. 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.
Halteweg W. Grundriss einer vergleichenden Seenkunde, Berlin, 1923.
Halteweg W. A Treatise on Limnology, vol. 1 (Geography,
Physics and Chemistry), New York—London, 1952.
Rutner F. Grundriss der Limnologie (Hidrologie 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-
вочника по озерному режиму» В. Д. Зайкова (Гидрогосиздат, Л., 1956).

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. I), а многочисленные маленькие озера и площади не превосходят нескольких гектаров. Наряду с глубочайшими впадинами суши (Байкал — 1241 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 озерах, имеющих сложную озерную впадину и неровный рельеф дна, выделяются отдельные части: плесы, заливы, бухты, губы.

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

Таблица I

Глобальные озерные котловины*

Название	Площадь, тыс. км ²	Средняя глубина, м	Площадь, тыс. км ²
1	2	3	4
СССР			
Каспийское	294,0	— 28	980
Аральское	65,5	104	76
Байкал	30,5	465	1741
Пампское	17,7	4	291
Балхаш	17,1	339	28
Чокское	9,6	83	110
Иссык-Куль	6,1	1050	702
Зайсан	1,8	380	8
Сары	1,4	1914	13
Западный Европ			
Венерн	5,5	41	80
Вестерн	1,9	86	119
Белое море	0,6	378	329
Балатон	0,6	105	1
Азия			
Кулунор	4,2	3935	38
Ван	3,7	1912	—
Меркское море	1,9	— 382	368
Африка			
Виктория	69,2	1131	80
Танганьика	32,9	728	1435
Ньяса	30,3	472	336
Чад	29,0—11,0	210	7—1
Северная Америка			
Верхнее	82,1	168	903
Супериор	59,6	177	938
Мичиган	58,0	177	281
Берингское	51,0	119	127
Большое Невольничье	30,3	160	140
Ори	24,7	174	61
Гаррисон	23,5	217	10
Озарк	10,5	10	237
Южная Америка			
Титикака	6,3	3612	301
Австралия			
Эйр	6,2	— 12	—

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

Заливы, 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 очертания их в плане обусловлены, 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 изменяются, что в них сохранились только некоторые черты первоначального рельефа.

Из внешних факторов, преобразующих котловины, главнейшими являются текучие воды, ветры, а в некоторых районах ледники; из процессов, 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 *профундаль* (пелагиаль) — глубинная область, в которой волны непосредственно не воздействуют на дно. Литораль является местобитанием высшей водной растительности. Переходным участком между двумя основными зонами служат *сублитораль*, составляющая вместе с литоралью прибрежную область озера.

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

Под действием ветровых волн фиксируются профили берегов и видоизменяются очертания береговой линии. При изрезанности последней размыты в первую очередь подвергаются выступы берега (мысы); в бухтах преобладает аккумуляция. Постепенно берегования приобретают более сглаженные очертания без резких выступов и значительных бухт. В прибрежных частях водоемов образуются отмели².

Напосы, покрывающие донные отложения, поступают с водосборов при стоке и ветровым нагоном, образуются при разрушении берегов и при отмирании водной растительности и организм-

мов. На литорали скапливаются преимущественно крупные частицы речных и дождевых наносов, продуктов разрушения берегов и т.р.ф., сплывающий главным образом из створков высшей водной растительности. Более мелкие частицы, формирующиеся в заливах и в первую очередь углубления дна, в которых движение воды замедленно. Таким образом, с одной стороны, накапливаются впадины в глубинной части озера, с другой — заполняются отложениями прибрежные участки. Дно выравнивается, в среднем месте, заросли высшей водной растительности постепенно продвигаются от берегов к середине, озеро зарастает. Нередко зарастание озер происходит с образованием сплавня — рыбного участка из массы растительных остатков, скрепленных корнями многолетних растений и мхов, распространяющихся от берегов по водной поверхности.

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

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

Искусственные 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, реки извилистыми подпружиненных озер, иногда сочетание затопленной долины и озера. Размеры водохранилищ определяются рельефом и размерами затопленной долины и дальностью распространения подпора. Крупнейшие водохранилища по размерам не уступают большим озерам (табл. 2).

По строению котловин выделяются водохранилища *узкого и широкого типа*. 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 напла подпора; при затоплении поймы до коренных берегов (или террас) водохранилище называется *долинным*, при затоплении русла и небольшой части поймы — *русловым*.

¹ Бухта — небольшой залив, защищенный от ветра и волн и обычно отделенный от озера сравнительно узким проливом; губа — продолговатый залив, большей частью заканчивающийся устьем реки (названия распространены на Севере и Северо-востоке СССР).

² Поскольку формирование берегов озер связано с длительным нагоном, оползанием берегов вызвано в основном медленной, постепенной работой этих движений.

Таблица 2

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 *	Волга	32 570	30	23 500	68,6
Куйбышевское	Волга	8450	23	58,0	34,8
Рыбинское	Волга	4550	18	33,4	11,7
Шиманское	Дон	2700	27	21,9	11,6
Казанское	Волга	2150	16	18,3	7,0
Камское	Кам	1930	21	10,7	6,7
Саратовское	Волга	1570	17	8,7	4,8
Вырочерское **	Некляев Вп.	1200	13,0	—	1,3
Новосибирское	Обь	1070	20	8,8	4,4
Минусинское	Кирг	605	15	16,1	7,4
Кейран-Кузнецкое	Сыр-Дарья	510	25	4,7	2,4
Озургинское	Амур	410	36	3,3	1,4
Камышенское	Волга	330	11	1,2	0,6
Удильское	Волга	220	11	1,3	0,6

* Гидропарк оз. Вайкал.

** Вольное оз. Вп.

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 (заерная) часть глубоководна при любой частоте урона. Скорости течений невелики, за исключением времен порогов через плотину, в основном в связи с направлением ветра, особенно в межень. Внешних наносов мало. В приустьях наносы мелкие, у берегов — крупные. Волнение сильное и при прочих равных условиях больше, чем в остальных частях водоема. Переработка берегов активна. При понижении уровня иллы разрушает отмели, возникшие при более высоких уровнях. Дно, за исключением прибрежной части, не подвержено воздействию волн.

Средняя (озерно-речная) часть глубоководна 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 подержанию наклонным под действием ветра. Крупные иллы могут оставаться в открытой части. Волнение достаточно сильное. При сбросе глубина уменьшается незначительно, что все же практически находится под воздействием волн и быстрого (обычно в 2—3 навигации) антропогенного. Переработка берегов слабее, чем в нижней части. При понижении уровня отмели, возникшие при высоких уровнях, не могут разрушаться из-за малых глубин, и лабрыла затухает.

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 значительным 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 заплы, имеющие свои особенности режима.

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

МОРФОМЕТРИЯ

Морфометрия озерных водоемов называется совокупность методов и приемов количественного выражения элементов формы и размеров котловины и объема затопляемых их вод. Абсолютные и относительные величин, 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 (карта) 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 (исследова-

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

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

ние сложной поверхности рельефу котловины требует более детальных примеров). Методика съемок и измерений работ на водных объектах и применение для этих целей приборы подробно рассматриваются в курсах гидромерии и водных исследований.

Точность вычисления морфометрических характеристик отдельных озер и определения количества и площади озерных 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 в для съемок озер рекомендуются крупные масштабы (для мелких и средних озер, а также для прибрежной полосы крупных озер — не менее 1:50 000). От масштаба карты зависят размеры, а следовательно, и количество озер, наносимых на нее. На карту наносится только озеро, каждая из которых занимает, в масштабе этой карты, площадь не менее 2 кв. км. Более мелкие озера наносятся лишь в тех случаях, когда они имеют для данного района большое природнохозяйственное или географическое значение.

Ниже приводится соотношение между масштабом наиболее употребляемых карт и наименьшими площадями зеркала озер (S_0), наносимых на эти карты:

Масштаб	S_0 кв. км
1:500 000	0,02
1:250 000	0,08
1:500 000	0,32
1:1 000 000	2,00

Как при составлении 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 производились измерения.

Длина линий на планах озер определяется двукратно при помощи циркуля-измерителя. 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 планиметрированием. Основные морфометрические показатели озера характеризуют его поверхность (длина, ширина, площадь зеркала), длину и изрезанность береговой линии, размеры островов), глубину, объем и форму котловины, уклон дна, объем всей надпойной массы и отдельных слоев. Почти 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 из рис. 1, длина может измеряться по плану водоема прямой или ломаной линией, ни где не пересекающей берегов водоема. **Ширина озера**

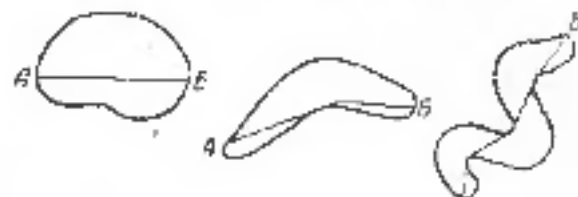


Рис. 1. Определение длины озера (по С. Д. Муравейскому). А — Б — длина озера

Б; средняя ширина ($B_{ср}$) — численность от деления площади зеркала (S_0) на длину озера (L), т. е. $B_{ср} = \frac{S_0}{L}$; **максимальная ширина (B_{max})** — наибольшее расстояние между берегами по перпендикуляру к длине водоема. В ряде случаев (например, для прямой судоходства) 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 кривой, 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 урезу воды (кусовой надбате).

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

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

так как

$$R = \sqrt{\frac{S_0}{\pi}}, \text{ то}$$

$$K = \frac{l}{2\sqrt{\pi S_0}}.$$

(1)

¹ См. Н. В. Волков. Картометрия на службе географа. «Пробл. физ. геогра.», Изд-во АН СССР, 1956, № 12.

Некоторые исследователи называют величину K изрезанностью, или коэффициентом изрезанности береговой линии. Такое определение неверно, так как, согласно ему, всякое озеро правильной, но отличной от круглой формы (например, эллиптической) должно иметь изрезанную береговую линию. С. А. Муравейским было предложено характеризовать изрезанность береговой линии или как отношение длины береговой линии (L) к периметру димансий линии, обходящей контур озера (L_0):

$$k = \frac{L}{L_0} \quad (2)$$

Площадь поверхности (зеркала) озера (f_0) и площади, ограниченные изобатами ($f_1, f_2, \dots, f_n$). Для ряда расчетов (определения объемов отдельных слоев озера, зависимости между площадью его зеркала и уровнем и др.) необходимо знать не только площадь поверхности водоема, но и площади, ограниченные изобатами. Последние характеризуют размеры зеркала озера при изменениях его уровня, поэтому их целесообразно отнести к морфометрическим характеристикам поверхности водоема.

Площади больших озер определяются по трапециям, разбиваемым на планах этих озер; для наиболее крупных водоемов при вычислении площади учитывается сферичность земной поверхности.

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

$$f_0 = m \left[\frac{n}{2} (a + b) + c + \dots + (n-1)d + \frac{n}{2} \right], \quad (3)$$

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

Определение площади озера путем завышения на аналитических планах контура озера, вычерченного в каком-либо масштабе и затем уменьшенного на бумаге, и единицы 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 островность (I):

$$I = \frac{\sum f'}{f_0} \cdot 100\%, \text{ или } I = \frac{f - f_0}{f} \cdot 100\%, \quad (4)$$

где $\sum f'$ — суммарная площадь островов; f — общая площадь озера; f_0 — площадь зеркала.

Морфометрические показатели объема, глубины и дна. В озерных водоемах определяется максимальная ($H_{\max}$) и средняя (H_s) глубины. Первая находится по данным промеров. Вторая равна частному от деления объема озера (V) на площадь его зеркала (f_0):

$$H_s = \frac{V}{f_0} \quad (5)$$

Объем озера может быть определен как для всей котловины, так и для водной массы, занимающей некоторую часть ее при данном уровне. Методы расчетов в обоих случаях аналогичны. Вычисление объема производится графически (по батиметрической или гипсометрической кривой, в которой будет сказано ниже) и аналитически — путем суммирования всей котловины или отдельных ее слоев с правильными геометрическими телами. Более точным является графический метод. При расчетах по аналитическому методу лучшие результаты дает вычисление объемов отдельных слоев с последующим суммированием их для получения полного объема:

$$V = \sum v_i$$

В дальнейшем изложении примем обозначения: V — объем озера, v — объем слоя, f_0 — площадь зеркала, $f_1, f_2, \dots, f_n$ — площади, ограниченные изобатами, h — расстояние изобат. Наиболее точной из формул, применяемых для расчета объемов слоев, является для большинства озер формула усеченной пирамиды (усеченного конуса):

$$v = \frac{h}{3} (f_1 + f_2 + \sqrt{f_1 \cdot f_2}), \quad (6)$$

Параболическая формула

$$v = \frac{h}{3} (f_1 + 4f_2 + f_3) \quad (7)$$

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

Формула среднего арифметического

$$v = \frac{h}{3} (f_1 + f_2) \quad (8)$$

пригодна только для грубых расчетов.

При малых глубинах озера или для ориентировочных вычислений можно применять для определения объема всей водной массы вышеприведенные формулы, а также параболическую

формулу Симпсона:

$$v = \frac{h}{8} (f_0 + 4f_1 + 2f_2 + 4f_3 + 2f_4 + \dots + f_n). \quad (9)$$

Для характеристики котловины со сложным рельефом необходимо учитывать объемы впадин (v_n) и подъемов (v_m) дна. В этом случае общий объем котловины 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 впадиной и подъемом 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 слились 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 до 1 мм. Заданное определенным масштабом и заложением, можно по приведенной формуле рассчитать сечение изобат.

Батиграфическая (гипсографическая) 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 батиграфической (гипсографической) и объемной кривых.

В батиграфической кривой изображает зависимость между глубиной и площадями, охваченными изобатами на соответствующих глубинах; гипсографическая 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

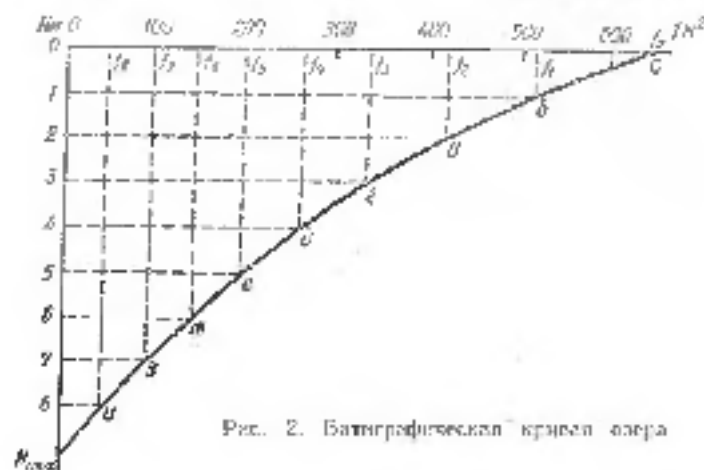


Рис. 2. Батиграфическая кривая озера

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

По батиграфической или гипсографической кривой можно графически определить объем всей водной массы озера и объема отдельных слоев при различных уровнях. Объем водной массы определяется планиметрированием площади между осью координат и кривой (площадь фигуры abc на рис. 2) и умножением ее на значение единичной площади в масштабе чертежа. Объемы слоев определяются аналогично по площадям, соответствующим им на чертеже (площади $abcf_1, f_1bf_2$ 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 метровой слоя (v_{0-1}) — $V - v_{0-1}$, на линии глубины 2 м — соответственно $V - v_{0-1} - v_{1-2}$ и т. д. Наконечные точки (A, B, C, D) соединяются плавной кривой. В точке

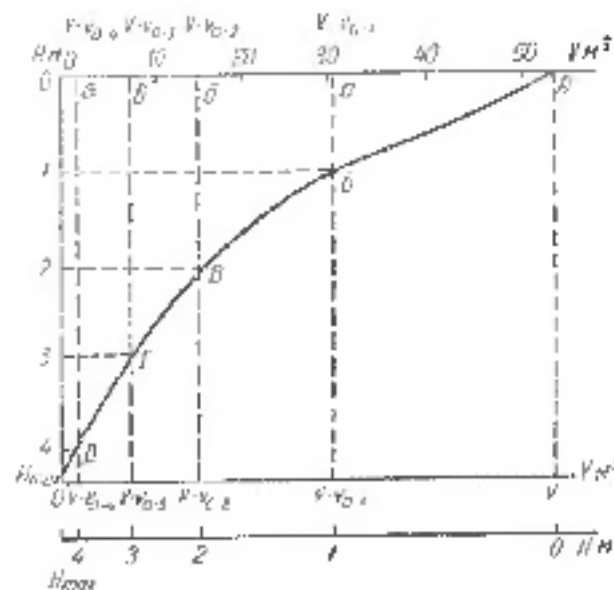


Рис. 3. Объемная кривая и объемная шкала озера

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

Батиграфическая и объемная кривые, как правило, строятся на одном чертеже и имеют общую вертикальную шкалу. Большие значения имеют эти кривые при проецировании и эксплуатации водохранилищ. Для расчета количества тепла, кислорода и других элементов в воде озера удобно пользоваться объемной шкалой, которая строится по объемной кривой. Построение шкалы ведется путем проецирования 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). Рядом со значениями объемами выписываются глубины (отметки 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.

4-й формы котловина. Многие особенности формы озера определяются формой его котловины. Так, например, озеро, имеющее значительную площадь и малую глубину, будет легко перемещаться ветром, вследствие чего тепло и растворенные вещества проплывут в нем на большую глубину, чем в озере того же объема но более глубоком и соответственно обладающем меньшей площадью. Для характеристики формы озерной котловины многие исследователи (Г. Ю. Верещагин и др.) сравнивали все озера с какими-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. Муравейским (1948) предложен новый метод характеристики форм озерных котловин — показатель формы озерных котловин:

$$C = \frac{H_{\text{ср}}}{S_0}, \quad (14)$$

где S_0 — глубина положения центра тяжести озера, $H_{\text{ср}}$ — 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 каковы озерная котловина, и приравнять ее к соответствующему телу при геометрических расчетах. Показатель формы для цилиндра равен 2,6, конуса — 1,78, параболоида — 1,59, конуса — 1,33.

Ниже приводятся разработанный С. Д. Муравейским метод определения положения центра тяжести озера.

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

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

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

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

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

$$S = \frac{\int H_0 dv}{M} = \frac{\int H_0 dv}{\int \rho dv}$$

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

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

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

Величина $\int H_0 dv$ определяется графически по объемной кривой.

Для первого слоя (1—0 м) эта величина определится как площадь фигуры AB_1 (рис. 3), так как прямая B_1 представляет собой (в масштабе) глубину H , а прямая AB_1 — приращение объема в слое 0—1 м. Аналогично для слоев 0—2 м получим $\int H_0 dv$, определив площадь AB_2 и т. д. Величину $\int H_0 dv$ для всего озера получим, определив площадь между всеми 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

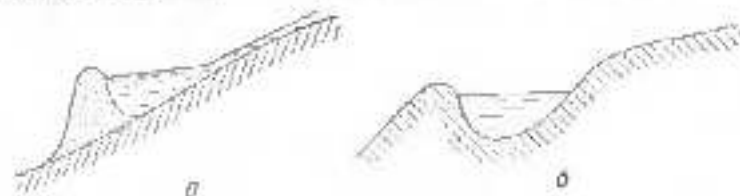


Рис. 4. Плоскостные и котловинные озера: а — плоскостные, б — котловинные

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



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

жизни и основу классификации этих водоемов, разработанных рядом исследователей.

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

Деление озер по происхождению котловин на **горные** и **долинные**, образующиеся путем перегораживания речной долины, обрыва, балки естественной или искусственной плотикой (рис. 4, а), и **котловинные** и **мелкие**, расположенные в углубленных поверхностях суши (рис. 4, б), возникших тем или иным путем, приводимое в целом ряде работ, весьма признано, 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 крутих единиц 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 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 крутих 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 (нищев).

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



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

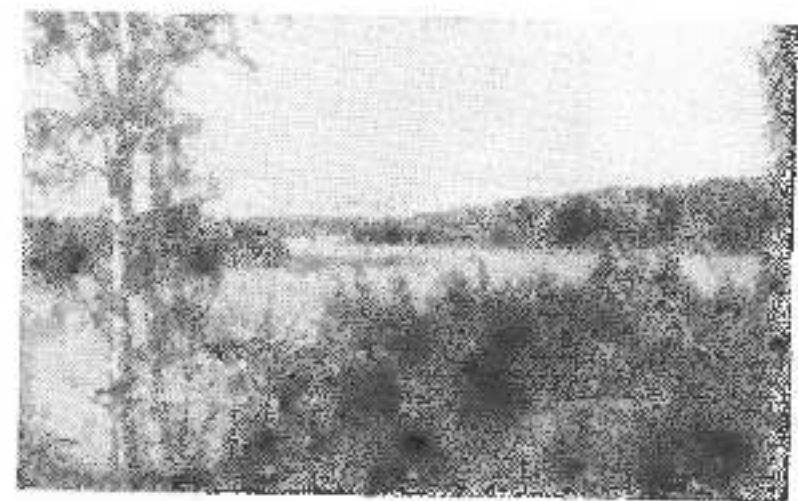


Рис. 7. Озеро ледникового происхождения (долина им. Вуляги на Карельском перешейке). Фото А. П. Радзюны

дешевизна (север), северозапад 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).

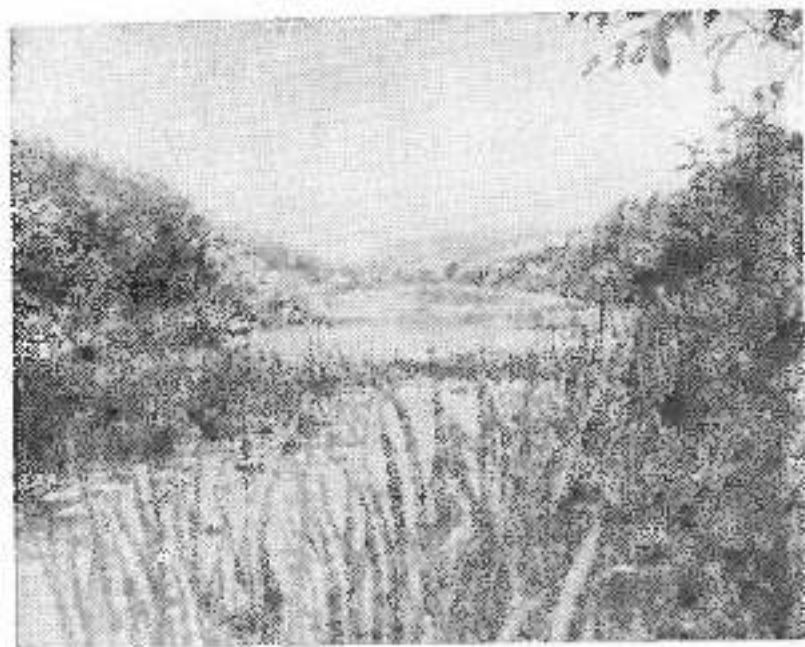


Рис. 8. Озерно-старица в низовьях р. Белый. Фото Н. Г. Дмитриевой

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

Водно-эрозивные 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 обособились от рек.

2. **Плоские**, разбитые в меленькие 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 дельтой рек, другая часть испытывает воздействие моря.

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

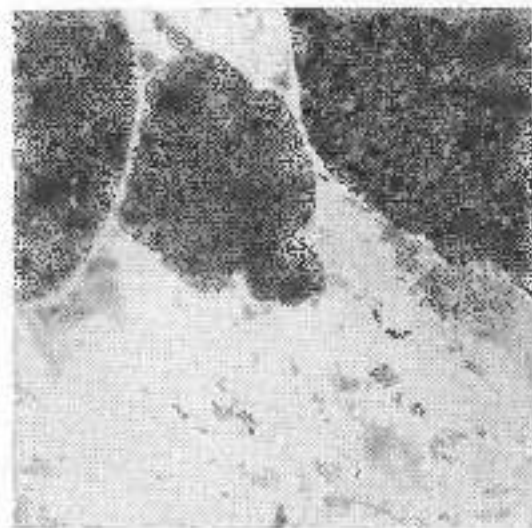


Рис. 9. Лагуна на побережье Карского моря. Аэрофотоизображение

жья 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. **Фьорды** — озера в узких заливах от моря заносами или завалами участков фьордов.

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

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

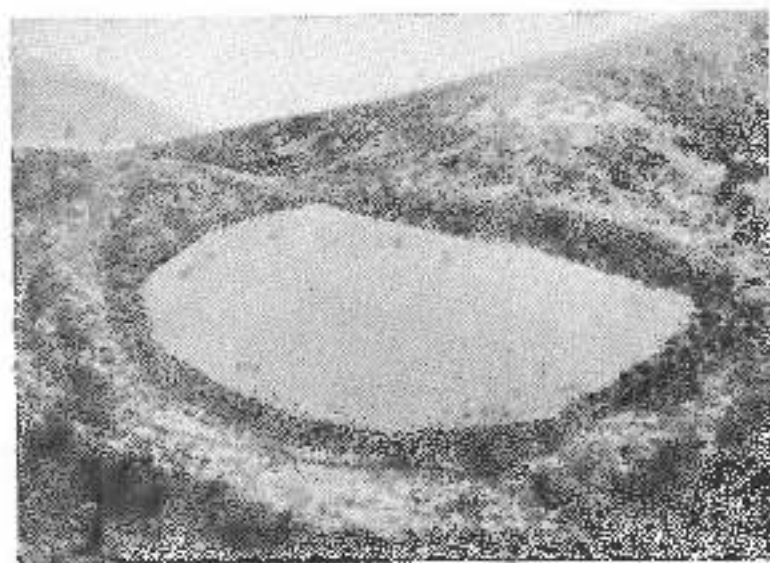


Рис. 10. Карстовое озеро на южном склоне хр. Беринга (Якут. Край). Фото Г. Н. Павлова

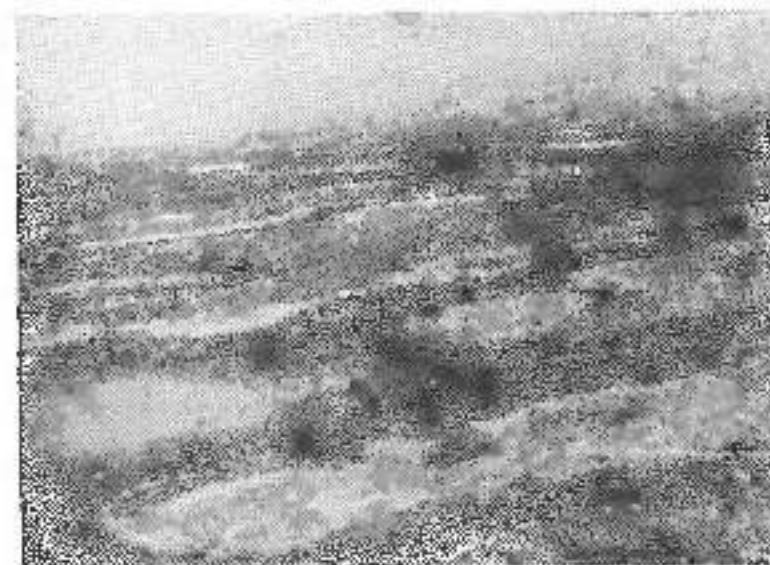


Рис. 11. Термкарстовые озера на IV надпойменной террасе р. Оби у г. Салехарда. Фото А. Н. Павлова

сильно большой глубиной при сравнительно малой площади. Различно карста существует на разных горизонтальных или слабо наклонных поверхностях, земледельческих степей. 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 Обвинском районе Онежским и Бежым озерами; особенно на участке карста в формировании Бегового 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. Деуфизация и впадение озера образуются в районах, где подземные воды растворяют и вымывают из почвы и грунтов некоторые соли, цементирующие их, пыльная осадочная масса жидкнет. Копытца большей частью округлой формы в отцы пологих берегов. Типичны для лесостепных и степных районов с недостатком и неравномерным увлажнением. Район распространения на территории СССР — юг Западной Сибири (Кулундинская и Барабинская степи).

3. Термкарстовые. Известны также под якутским 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). Озера 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 мерзлоты льда.

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

Зачисленные. Озера, возникшие в результате горных оползней, приравненных 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.

Солонные. Соль, расположенные в солонных выдуваниях или между дюнами. Озера Салинны болотного происхождения ред-

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

Вторичные. Побольшие озера, возникающие на месте зарос-ших озер и на болотах (большой участок в сфагновом торфе). К этой же группе относятся также чигдары — котловицы, воз-

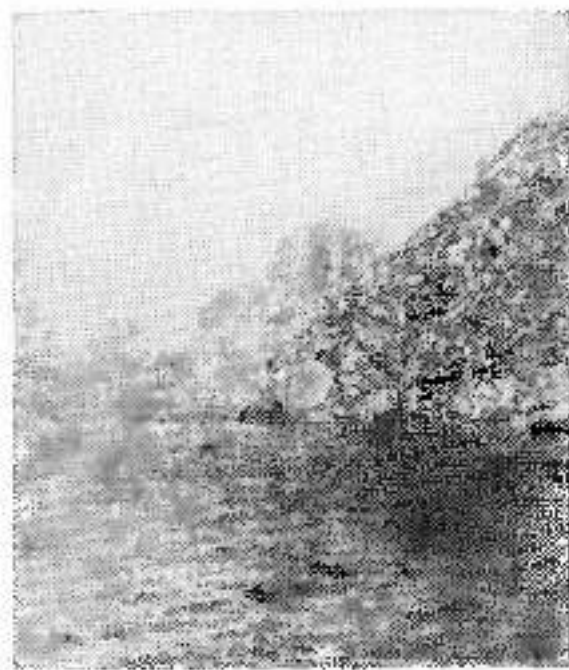


Рис. 12. Оз. Куринское на Камчатке. Справа от Средней Анды, долины вулкан Идзидзи. Фото П. Ф. Козлова

никшие при выгорании углястых торфяных массивов и связан-ных с ним просадках.

Более детальную генетическую классификацию озерных кот-ловин дает Хетчинсон (Hutchinson, 1957). Озера подразде-ляются им по факторам, руководящим в формировании котло-вин, на 11 групп, в основном близких к типам Перуихина. Внут-ря групп выделяются подгруппы, типы и подтипы озер по харак-теру действия формирующих факторов. Всего Хетчинсоном замечено 76 типов котловин.

I. Геотектонические котловины подразделяются на 9 типов (ове-ра, возникшие на дне моря, на островах, в синклиналях, грабе-нах 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 — подпру-женные современными ледниками или моретными отложениями в контакте с ними; В — эрозивные; С — подпруженные мерными или флювиоглацциальными отложениями; Д — моренные (ак-кумулятивные), расположенные среди моренных отложений; внутри подгруп. выделяют 19 типов озер и 20 подтипов.

V. Карстовые — 5 типов и 2 подтипа.

VI. Речные подразделяются на три подгруппы: А — плесы пе-ресекающих рек; В — подпруженные речными наносами; С — пойменные (старички, котловины между валами поймы, в алю-вии и др.); группы делятся на 11 типов.

VII. Болотные — 4 типа.

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

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

X. Возникшие в результате деятельности животных и чело-века (3 типа — водохранилища 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 и эволюция озерных котловин, указаны с их происхождением охарактеризованные типы берегов, приведены коэффициенты развития береговой линии, свойственные различным генетическим типам водоемов, выявлен-ны очертания озер этих типов в плане и характерные для различ-ных типов берегов соотношения между средней и максимальной глубинами. Помимо классификации котловин, Хетчинсон раз-работал генетическую классификацию озерных островов.

ЛИТЕРАТУРА

- Багасловский Л. В., Муравейский С. Д. Очерки по озеро-ведению, Изд-во МГУ, 1956.
- Намчатык Е. В. Водные исследования. Тренинг, М., 1952.
- Байков В. Д. Гидрометрия. Гидротехиздат, Л., 1949.
- Денисов С. Г. Живые озера. Со. «Живые пресные вод. СССР», т. III. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1950.
- Муравейский С. Д. Очерки по теории и методам морфометрии озер. «Политгостр», Со. Т., 1948.
- Россолима Л. Л. Морфометрия Косениских озер. «Тр. Кеменской биол. станции», вып. 2. Гидротехиздат, 1925.
- Перуихин М. А. О генетической классификации озерных котло-вин. «Землеведение», 1937, № 6.
- Hutchinson G. E. A Treatise on Limnology, vol. I (Geography, Physics and Chemistry). New York, London, 1957.

ВОДНОЕ ПИТАНИЕ И РЕЖИМ УРОВНЕЙ

ПИТАНИЕ И ВОДНЫЙ БАЛАНС

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

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

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

По водному балансу озера подразделяются на **бессточные** и **сточные**.

1. **Бессточные озера** не имеют ни поверхностного, ни подземного стока и теряют воду практически только на испарение¹. Основную группу бессточных озер образуют так называемые «глухие» — небольшие озера на высоких надолоченных возвышенностях, преимущественно лесной зоны, 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 выпадающих и питающих рек.

¹ Фиксировать подземный приток и сток озер в большинстве случаев затруднительно и поэтому во многих работах бессточными называют озера, не имеющие заметного поверхностного водотока.

Озера с переменными и постоянными явлениями представляют сложное положение между обеими группами. Они дают сток только в период паводков вод; в низовьях вытекающих из них водотоков перестывают.

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

$$X + Y_{\text{пр}} + Y_{\text{г}} + K - Y_{\text{ст}} - Y_{\text{ф}} - Z = \Delta V, \quad (1)$$

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

Для бессточного озера уравнение примет вид:

$$X + Y_{\text{пр}} + Y_{\text{г}} + K - Z = \Delta V. \quad (2)$$

Величина конденсации (K) не особенно с другими составляющими водного баланса связана и не подлежит точному учету, поэтому при расчетах этой величиной, за редким исключением, пренебрегают.

При расчете водного баланса по месяцам или сезонам необходимо учитывать потери за счет схождения льда на берега во время понижения уровня и приток воды от таяния льда. В годовом балансе эти составляющие компенсируются.

В водном балансе подхраняющих поверхностный сток замещается сбросом вод через плотину и выпусками через гидрофиловую установку. В этих водоемах существенную роль может играть потребление воды для различных народнохозяйственных целей (P), а также фильтрация, которую можно определить по гидрогеологическим данным или из уравнения водного баланса. Водный баланс подхраняющих можно рассчитывать по упрощенной:

$$Y_{\text{пр}} + Y_{\text{г}} + Y_{\text{ф}} + Y_{\text{ст}} + X + Y_{\text{ф}} - (Y_{\text{ст}} + P + Z + Y_{\text{пр}} + Y_{\text{г}} + Y_{\text{ф}}) = A_0 + A_1 + A_2 + H, \quad (3)$$

где $Y_{\text{пр}}$ — приток по основным рекам, $Y_{\text{г}}$ — боковая приливность (приток складируемый и по малым водотокам); $Y_{\text{ф}}$ — подземный

¹ Потребление воды для народнохозяйственных целей играет роль и в водном балансе некоторых озер.

приток; Y_0 — приток через гидротехнические сооружения, принадлежащие к водохранилищу, за исключением сооружений на основных притоках, сток через которые учтен в $Y_{\text{д}}$; $Y_{\text{ф}}$ — фильтрация в водохранилище через расположенные выше гидротехнические сооружения; X — атмосферные осадки на зеркало; $V_{\text{л}}$ — запас воды во льду и снеге, осевшем на берега при зимней сработке уровня и вслывшем весной; $V_{\text{сб}}$ — сбросы через сооружения гидроузла; P — забор воды на водохранилища на водоснабжение, орошение и т.п.; Z — испарение с водной поверхности; $Y_{\text{вб}}$ — фильтрация в створе гидроузла; $V_{\text{вб}}$ — фильтрация через борта и ложе; $V_{\text{д}}$ — запас воды во льду и снеге, осевшем при зимней сработке на берега; A — аккумуляция; $A_{\text{п}}$ — в паводке, $A_{\text{р}}$ — в руслах и поймах выходящих рек ниже гидростворов; $A_{\text{д}}$ — в грунтах дна и бортов; H — поправка баланса (допустима в пределах 2—5% для месячного и 1—2% для годового баланса)¹.

Составляющие, связанные с ледовыми явлениями ($V_{\text{л}}$ и $V_{\text{д}}$), в годовом балансе взаимно компенсируются, но в месячном и сезонном играют известную роль. Для ряда водохранилищ некоторые составляющие баланса ($Y_{\text{ф}}$, $Y_{\text{вб}}$, P) отсутствуют в связи с местоположением и особенностями эксплуатации этих водоемов.

Наиболее точный расчет водного баланса возможен путем определения его составляющих по материалам полевых исследований. Сток определяется по данным гидростворов на реках, выпадающих в водоскы и вытекающих из них. Методы расчетов стока изложены в курсах гидрометрии и учения о стоке. При отсутствии материалов наблюдений возможен расчет стока по картам изливаний (для территории СССР, например, по картам Б. Д. Зайкова)². В настоящее время данных полевых наблюдений по испарению для большинства озер недостаточны. Это вынуждает прибегать к расчетам формулы, связывающие испарение с водной поверхностью с метеорологическими элементами (в первую очередь с дефицитом влажности и скоростью ветра).

Часть этих формул выведена по наблюдениям на испарителях (Б. В. Поляков, С. И. Руденко), другие по тепловому (В. Б. Шулейкин, В. С. Сажоленко) или водному (Б. А. Анютин) балансам.

Лучшие результаты дают формулы Б. Д. Зайкова

$$E = 0,13 (e_s - e_{\text{нас}}) (1 + 0,72 w_{\text{нас}}) \text{ мм/сут.} \quad (4)$$

¹ Руководство по обработке и подготовке к печати материалов наблюдений на озерах и водохранилищах. Гидротехиздат, Л., 1957.

² См. Б. Д. Зайков и др. Средний сток и его распределение в году на территории СССР. «Тр. ИИВ ГУГМС СССР», сер. IV, вып. 24. Л.—М., 1916.

где E — испарение (мм/сут); e_s — максимальная упругость водяных паров при температуре испаряющей поверхности (мм); $e_{\text{нас}}$ — упругость водяных паров на высоте 200 см над водной поверхностью (мм); $w_{\text{нас}}$ — скорость ветра на высоте 200 см над водной поверхностью (м/сек), по А. П. Бресславского и З. А. Вилкушиной:

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

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

Следует иметь в виду, что указанные карты построены для водоемов небольших размеров (первая для площади зеркала до 100 га, вторая для площади водного пространства, равного 10 км² с средней глубиной водоема — 5 м, с поправками для других размеров озер).

Расчеты испарения для крупных озер и водохранилищ вследствие особых микроклиматических условий, создающихся на этих водоемах, должны выполняться по фактическим данным или формулам.

С увеличением концентрации воды испарение уменьшается. При малых концентрациях растворов (до 50—70‰) разница между испарением с их поверхности и с пресной воды находится в пределах точности измерений и ее можно пренебречь. Так, например, в условиях Арала при увеличении солености от 10 до 20‰ испарение уменьшается всего на 5%.

Испарение с поверхности растворов высокой концентрации (более 100‰) значительно меньше испарения с поверхности пресной воды. На оз. Эльтон³ 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. Тальми (ДВК) испарение раствора с концентрацией 134‰ на 24% меньше испарения с пресной воды⁴.

Испарение с поверхности растворов соляных озер зависит, помимо концентрации раствора, от его солевого состава, закономерности изменений испарения несколько различны в озерах с разным солевым составом.

³ См. Н. В. Фейдальский. Испарение растворов. Экономический и естественный уклон. «Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та гидрографии АН СССР», 1939, вып. XVI, ч. II.

⁴ См. Н. А. Бырыпаев, Н. С. Спирин, Е. С. Телентик. Концентрационные солевые растворы (исследования вымораживанием). «Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та гидрографии АН СССР», 1955, 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

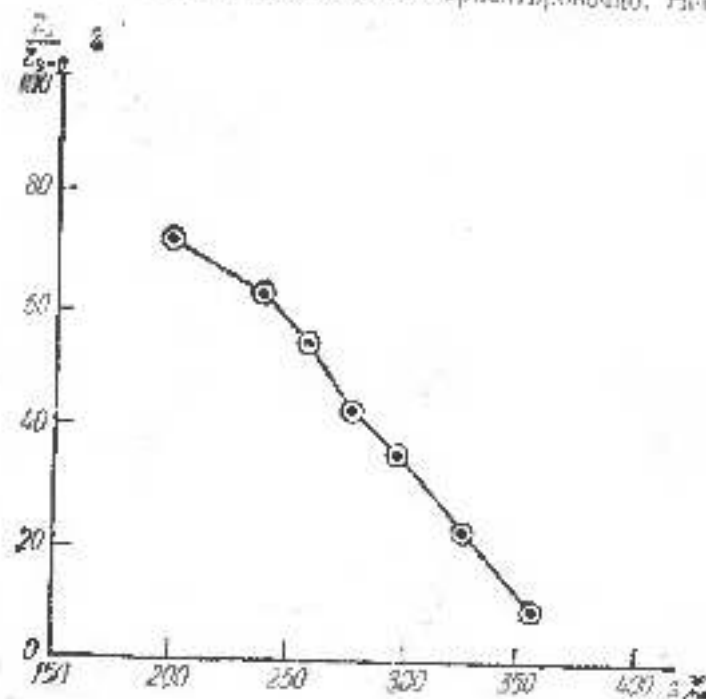


Рис. 13. Кривая зависимости испарения растов от их солености. Z — испарение растов с соленостью S ; $Z_{\text{рас}}$ — испарение морской воды; $S_{\text{рас}}$ — соленость.

понятие о порядке этой величины дает результаты наблюдений на Каспии, где бывали случаи ветрового выноса из бухты (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 хорошим образом изменить процесс испарения.

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

Растения с плавающими листьями (ряска, кувшинки, кубышки и др.) несколько понижают испарение, а в некоторых случаях не влияют на него. Так, по данным ВНИИГТ (Валдай), испарение с открытой и с покрытой ряской поверхности водоема практически одинаково. Так же при покрытии 50% зеркала водоема листьями кувшинки 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. Валдай за период апрель — сентябрь в мм и % от испарения с поверхности морской воды (1934—1937 гг.)

Примерная вода		Растов							
		200‰		250‰		300‰		350‰	
мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%
2237	100	1605	71	1926	84	200	35	209	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—1954 гг.) в 2,1—2,9 раза, в Онежском, под Ленинградом (в 1941 г.) в 2,3 раза. На оз. Рабинский Саянск (в Ладожском) заросшие участки испаряли в 1952 г. в 1,5 раза больше открытой водной поверхности, на Валдайском озере (1953—1954 гг.) — в 1,1—1,9 раза, в долине р. Нер. (1949—1955 гг.) — в 1,0—1,8 раза.

Испарение значительно варьирует в зависимости от вида растений. Суммарное испарение за май — октябрь 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 330—522 мм (3,6—1,5 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. Или (1954—1956 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», Ленинград, 1958, т. III. Гидрометеорология, Л., 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 трансспирацией.

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, несомненно, связано с интенсивным перемещением воздушных масс над менее изрытой водной поверхностью. В результате воздуха, увлажненный при испарении, быстро переносится 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 фиксировании их с материалами наблюдений на островах и судных станциях (хотя бы на островах-завозах).

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

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

Физических 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 степи грунтовое питание составляет для озер Кучук-

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

Подсчет водного баланса во взаимосвязи его составляющих дает несомненно точность (сшибки порядка 10—15, а в некоторых районах 20%) и потому может применяться только при объективных численных значениях. Для установления целесообразно проводить расчеты 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 воды 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 вымывается 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 приводятся данные о водообменности некоторых озер и водохранилищ.

¹ См. В. А. Троцкий. Гидрологическое районирование СССР. Изд-во АН СССР, М.—Л., 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. Л., 1959.

Таблица 4
Водообъемность рекитарых озер и водохранилищ (по В. В. Пусторжову)

Название	Площадь, F_0 , км ²	Средняя глубина, $H_{ср}$, м	Объем воды, V , км ³	Сток воды, Z , км ³	Водообъемность $D = \frac{V}{Z}$
Озера					
Белое	110	4,5	4,75	11,9	0,40
Галицкое	75	1,8	0,130	0,16	0,81
Зайцев	1850	4,0	7,40	7,92	0,93
Ильмень	1000	2,0	2,0	18,9	0,11
Исинара	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	2,68	0,162
Онежское	9500	30,7	291,0	18,9	15,6
Селитер	222	1,6	1,8	0,50	3,20
Сельское-Челюское	3630	6,8	24,8	0,81	2,52
Водохранилища					
Кубовское	6450	9,4	68,0	242	0,240*
Челюское	5700	8,1	23,8	23,2	1,03**

* При НПЗ (вероятный подтопленный горизонт) = 131,0 м.

** При НПЗ = 36,0 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 площади 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 озеришности, учитывающей все озеро-бассейн. В том случае, если площадь бассейна значительно превосходит площадь зеркала озера, водный баланс определяется процессами водообмена в бассейне. Если площадь озера относительно велика, баланс в значительной мере обусловлен водообменом через зеркало озера. Это особен-

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

$$Y_{\text{пр}} + X I_0 - Z I_0 + Y_{\text{ст}} (F + f_0), \quad (6)$$

полученного из уравнения (1) при вычитании $Y_{\text{пр}}$, $Y_{\text{ст}}$, X и Z в виде слоя. Уравнение (6), подставив его левую и правую части на F и заменив $\frac{f_0}{F}$ через K и $\frac{I - f_0}{F}$ 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 воднобалансовыми типами озер будут, с одной стороны, малое дренажное озеро с водообменом, близким к водообмену участка реки, и другой — «глухое» озеро с почтикой малой площадью бассейна. В первом случае, приравняв площадь зеркала равной нулю, получим условия: $X = 0$, $Y_{\text{ст}} = Y_{\text{пр}}$, т. е. условие, справедливое для стока реки. Во втором случае, приравняв площадь бассейна к нулю, получим $Y_{\text{пр}} = 0$ и при $X = Z$, $Y_{\text{ст}} = 0$.

Всеоснованные воднобалансовые типы озер находятся между этими пределами. В результате сочетания воздействия географических факторов с размерами озера и его бассейна, соотношения составляющих водного баланса будут различными как для озер разных географических зон, так и для озер разных размеров внутри одной зоны. Путем определения величин составляющих баланса, сопоставления их между собой и анализа условий формирования баланса того или иного типа можно разработать подобиальную классификацию озер. Для сравнения озер с различными по абсолютным значениям составляющих балансом 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 величин его составляющих. Составляющая на долю которой приходится 50—75% прихода или расхода, названа преобладающей и соответствующей части баланса, превышающая же 75% — господствующей.

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 железа

Группа	Тип	Подтип*	Озера данного типа
Стокные (С) $Y_{ст} > Z$	Стокно-приоточные (СП) $Y_{пр} > X$	$CU_1(Y_{пр} > 75\%; Y_{ст} > 75\%)$ $CU_2(Y_{пр} > 75\%; Y_{ст} = 50-75\%)$ $CU_3(Y_{пр} = 50-75\%; Y_{ст} > 75\%)$ $CU_4(Y_{пр} = 50-75\%; Y_{ст} = 50-75\%)$	Камское, Онежское, Ладожское, Байкал
	Стокно-платформенные (СН) $Y_{пр} > X$	$CH_1(X = Y_{пр}; Y_{ст} > 75\%)$ $CH_2(X = Y_{пр}; Y_{ст} = 50-75\%)$	Белое (БССР)
	Стокно-плотинные (СД) $X > Y_{пр}$	$CD_1(X > 75\%; Y_{пр} > 75\%)$ $CD_2(X > 75\%; Y_{пр} = 50-75\%)$ $CD_3(X = 50-75\%; Y_{пр} > 75\%)$ $CD_4(X = 50-75\%; Y_{пр} = 50-75\%)$	Мичиган
Испаряющие (П) $Z > Y_{ст}$	Испарительно-плотинные (ПД) $Y_{пр} > X$	$PD_1(Y_{пр} > 75\%; Z > 75\%)$ $PD_2(Y_{пр} > 75\%; Z = 50-75\%)$ $PD_3(Y_{пр} = 50-75\%; Z > 75\%)$ $PD_4(Y_{пр} = 50-75\%; Z = 50-75\%)$	Аральское, Балхаш, Каспийское, Чадное, Каспи-Куль
	Испарительно-платформенные (ПН) $Y_{пр} = X$	$HN_1(X = Y_{пр}; Z > 75\%)$ $HN_2(X = Y_{пр}; Z = 50-75\%)$	Малое, Ахсоль, Хазка
	Испарительно-плотинные (ПД) $X > Y_{пр}$	$HD_1(X > 75\%; Z > 75\%)$ $HD_2(X > 75\%; Z = 50-75\%)$ $HD_3(X = 50-75\%; Z > 75\%)$ $HD_4(X = 50-75\%; Z = 50-75\%)$	Кучук, Саргено

* При делении подтипов БССР атмосферные осадки на берегу (X) и приток с бассейна ($Y_{пр}$) выражены в процентах от площади водосбора, а испарение с зеркала (Z) и сток по озерам ($Y_{ст}$) — от притока воды.

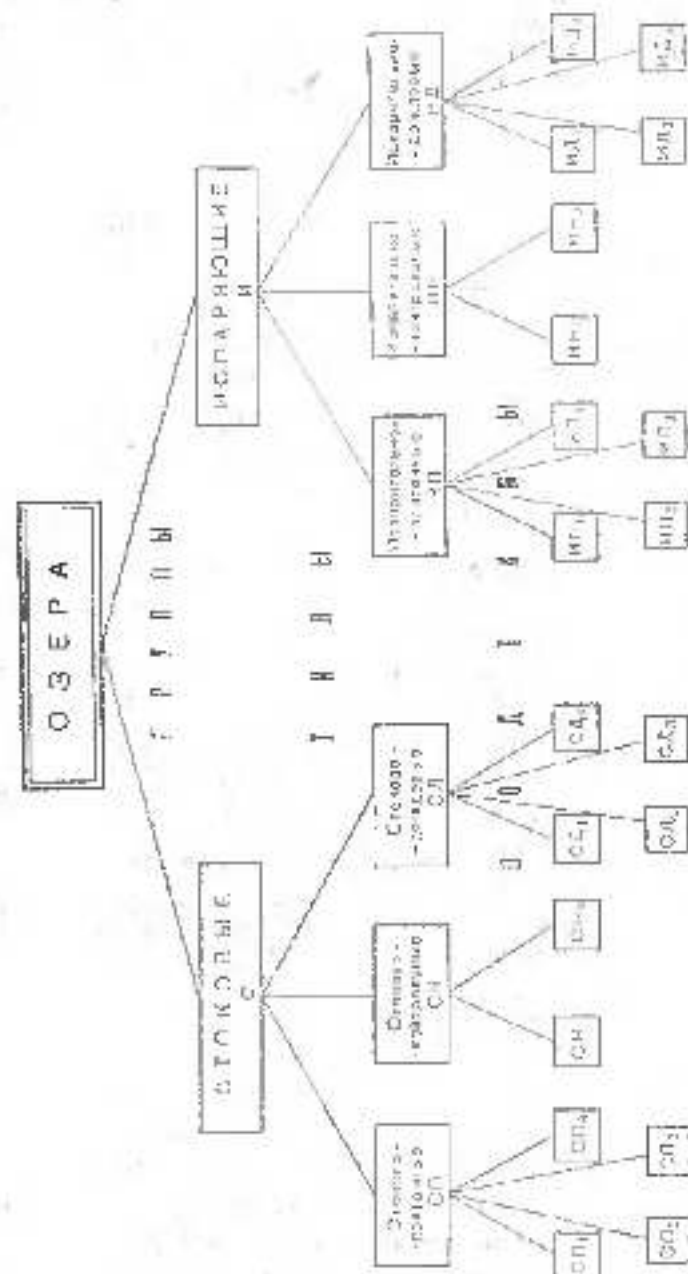


Рис. 14. Схема классификации озер по содержанию железа. Условные обозначения см. в табл. 6

ем элементом расхода ($Z > Y_{\text{пр}}$); значительная часть их бессточна. Внутри группы выделяются типы озер по элементам, руководящим в трихотомии части баланса. В каждой группе могут существовать три типа озер: 1) приточные, в приточной части баланса которых приток с бассейна доминирует над атмосферными осадками; 2) дождевые — с преобладанием или господством осадков на зеркале водоема (учитывается и накопление снега на льду, значительное для зарастающих озер); 3) нейтральные, получающие примерно равные количества воды от притока и осадков. Таким образом, замечается шесть основных типов озер в сточивой группе (К).

СП — сточико-приточные ($X_{\text{пр}} > X$, $F_{\text{ос}} > Z$);

СИ — сточико-испарительные ($X \approx Y_{\text{пр}}$, $F_{\text{ос}} > Z$);

СД — сточико-дождевые ($X > Y_{\text{пр}}$, $F_{\text{ос}} > Z$);

в испарительной группе (И):

ИП — испарительно-приточные ($F_{\text{пр}} > X$, $Z > Y_{\text{ос}}$);

ИИ — испарительно-нейтральные ($X \approx Y_{\text{пр}}$, $Z > Y_{\text{ос}}$);

ИД — испарительно-дождевые ($X > Y_{\text{пр}}$, $Z > Y_{\text{ос}}$).

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

Подтипы озер выделяются по преимущественному соотношению составляющих водного баланса и его приточной и расходной частях.

В приточных и дождевых типах выделяется по четыре подтипа: 1 и 2 — подтипы характеризуются господством в приточной части притока ($Y_{\text{пр}} > 75\%$) или осадков ($A > 75\%$); в расходной части баланса озер 1-го подтипа (СП, СИ, ИП, ИД) господствует испарение (испарительный коэффициент $K_{\text{ис}} = 50-75\%$), 2-го подтипа (СД, ИИ, ИД) — преобладание ($Y_{\text{пр}} = 50-75\%$ или $X = 50-75\%$). В приточной части баланса 3-го и 4-го подтипов приток или осадки преобладают ($F_{\text{пр}} = 50-75\%$ или $X = 50-75\%$), в расходной части баланса озер 3-го подтипа (СП, СИ, ИД, ИП, ИД) сток или испарение господствуют, 4-го подтипа — преобладание. Поскольку основное соотношение в приточной части баланса нейтральных озер примерно равно друг другу, в сточико-нейтральных и испарительно-нейтральных типах озер выделяются только по два подтипа по количественным расходам и расходам: 1-й — с господством стока или испарения и 2-й — с их почти равенством (табл. 5; рис. 14).

Изучившие данные описания географической локализации территориальности размещения водно-балансовых групп и типов озер, можно сделать следующие выводы: карту районирования озер СССР по водному балансу (Боксегментов, 1960).

Эта закономерность, характеризующая преобладанием стока или в приточной, так и в расходной частях баланса озер, довольно и довольно устойчивых районов и руководящей ролью испарения в расходной части баланса является закономерность районов. Соотношение элементов питания озер в различных районах может значительно варьировать в зависимости от соотношения параметров их водосбора и водосбора, а также местных условий.

Районирование распространяется на озеро, бассейн каждого из которых рассматривается в каждой из одной географической зоны и водный баланс формируется в условиях этой зоны. Крупные озера с водосборами, выходящими за пределы одной зоны, по водному балансу неклассифицируются.

Как показывают данные, коэффициент водного баланса ($K = \frac{F_{\text{ос}}}{F_{\text{пр}}}$). Для каждого такого соотношения характерно определенное размещение водно-балансовых типов озер по территории. Следовательно с малой площадью водосбора и больш

шим водосбором могут существовать даже и засушливые зоны. Озера, обладающие малым водосбором (по сравнению с площадью зеркала), могут быть бессточными и во влажной зоне. При картировании необходимо учитывать при классификации соотношения водосбора и водосбора озер для каждого района.

При районировании озер по водному балансу наиболее крупными территориальными единицами являются «водно-балансовые зоны» (табл. 5 и рис. 14), представляющие группы озер классификации (табл. 5). Основным признаком зон служат соотношения между стоком ($F_{\text{ос}}$) и испарением (Z) в расходной части баланса.

Для влажной зоны, отличающейся преобладанием стока из озер над испарением ($F_{\text{ос}} > Z$), характерна сточивая группа озер, господствующей сточико-приточный тип водоемов. Сток во всей зоне составляет более 50%, а в наиболее увлажненных и благоприятных для стока областях превышает 75% расходной части водного баланса. Полюсом зоны с бассейном ($F_{\text{пр}}$) доминирует в приточной части баланса озер. Для водоемов с относительно большим водосбором доля стока в притоке достигает до 80-90% (Алтайские, Бетов, Кубука и другие озера). В водном балансе крупных озер с относительно малой площадью зеркала доля притока с бассейна незначительно уменьшается (Саянские озера — до 70% притока) в связи с увеличением речного стока. В сточико-дождевых и сточико-нейтральных могут отклоняться озер с относительно малым водосбором. Значение стока возрастает в расходной части баланса водоемов, имеющих незначительный по сравнению с годовым притоком воды объем испарения. Из крупных сточико-дождевых озер можно выделить Мингочайское (около 70% притока). В СССР таких крупных озер этого типа нет.

Балансом воды обладает тундра, леса и сельское хозяйство.

В сухой зоне преобладание в приточной части притока преобладает стока из водоемов ($Z > Y_{\text{пр}}$). Ручьи, реки являются в приточной части притока. Преобладают испарительные озера, обладающие характерной чертой — значительным стоком. В условиях засушливого климата озера могут существовать за счет притока воды из более увлажненных территорий, зон или за счет накопленного увлажненного и в некоторые периоды (весна, лето), лишнего запасов влаги в виде снега и в виде воды или грунтов, достигшие до поверхности потерь по испарению в сухие периоды. Испарительно-приточный тип озер — наиболее распространенный в засушливой зоне. Сток, приточный части баланса с площадью зеркала и бассейном преобладает по тем же, что и во влажной зоне, но в условиях малой увлажненности. Больших потерь воды и засушливости стока, испарения, водосбора и приток еще большую роль. Здесь уже существуют различия и различия крупный и малых водосборов. Крупнейшие озера питаются речным стоком из других зон (Каспий) или речных районов (Арал, Балхаш). Преобладающий сток с малыми водосборами обычно недостаточен, вследствие чего озер территории пересыхают, и питаются другими водными притоком, превращаясь испарительными (озера Казахстана, озера Кунгун, Чобанлы). В испарительно-дождевом и испарительно-нейтральном типам относятся озера с относительно малым водосбором, расположенные в районах с относительно повышенной для данной зоны увлажненности (многие озера Северо-Казантской и Пампидарской областей).

Сухая зона включает степи, пустыни, полупустыни и пустыни.

Многие особенности водного баланса, гидрохимического, гидрогеологического и других особенностей водоемов существуют только в связи, обуславливая в первую очередь единство водного и водного баланса. Группы озер гидрохимического типа, зон и районов озер (табл. 5) и области существования зонных озер (табл. 5) близки между собой.

Внутри зон различия четко выделяются по зонам, характеризующимся типом озер (рис. 5), признаками которых служат преобладающие соотношения составляющих водного баланса в его приточной и расходной частях.

и их бассейнов. Озеровидные водоемы регулируют сток, задерживая воды половодий и повышая водообильность рек в межень. В районах с недостаточным увлажнением, где испарение с водной поверхности (Z_p) значительно превышает осадки с водосторона (Z_o), озера и водохранилища снижают избыток стока. В увлажненных районах при близких значениях Z_o и Z_p , влияние озер на сток не только незначительно, что находит отражение в пределах точности расчетов. Эта закономерность выявлена рядом исследователей и поправки на озерность бассейна внесены в формулы для расчета стока¹.

А. А. Соколовым (1935) рассчитано уменьшение стока озерами (в % от стока безозерных рек) при различной озерности бассейнов 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.

РИЗКИ УГЛУБЛЕНИЯ

Изменения и колебания уровня озеровидных водоемов могут происходить при изменении объема водной массы этих водоемов или при нарушении горизонтального положения их поверхности. Первые связаны с изменением элементов водного баланса, вторые, вызываемые деформациями, — с деформацией озерной воды (котловина, склоны и впадины, сейсмизм и др.). Деформации будут рассмотрены в VII главе.

Поверхность воды крупных озеровидных водоемов вследствие деформаций редко и только при штиле бывает горизонтальной. Поэтому уровни на водомерных постах, расположенных в различных пунктах водоема, будут различны. Для ряда расчетов (определение 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 зеркала, тяготеющих к водомерным постам.

В расчете среднего уровня допускается постоянство общего объема водной массы водоема при деформациях. Вследствие этого постоянства алгебраическая сумма изменений объемов на отдельных участках будет равна нулю. Обозначим через f_1 ,

$f_2, \dots, f_n$ площади участков акватории, тяготеющих к водомерным постам 1, 2, ..., n, а через $H_1, H_2, \dots, H_n$ — значения уровня на этих участках, получим:

$$f_1 \Delta H_1 + f_2 \Delta H_2 + \dots + f_n \Delta H_n = 0. \quad (9)$$

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

$$f_1 + f_2 + \dots + f_n = f. \quad (10)$$

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

$$f_1 H_{cp} + f_2 H_{cp} + \dots + f_n H_{cp} = f H_{cp}. \quad (11)$$

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

$$H_{cp} = \frac{f_1}{f_{cp}} (H_{cp} + \Delta H_1) + \frac{f_2}{f_{cp}} (H_{cp} + \Delta H_2) + \dots + \frac{f_n}{f_{cp}} (H_{cp} + \Delta H_n). \quad (12)$$

Выразив отношение $\frac{f_i}{f_{cp}}$ в виде десятичной дроби, можно рассчитать H_{cp} по уровням $H_{cp} + \Delta H_i$, взвешенным на водомерных постах. Таким методом могут быть определены как средние многолетние, так и характерные уровни. При наличии только одного водомерного поста на водоеме средние и характерные уровни определяются способом, описанным в курсах гидрометрии. Помимо средних и характерных уровней, определяются их повторяемость и обеспеченность.

Для водохранилищ характерными уровнями являются:

1. Нормальный подпорный горизонт (НПГ) — вышший уровень, который может длительно поддерживаться подпорным сооружением;

2. Форсированные уровни (форсированный горизонт — ГФ) — уровни, превышающие НПГ, могут поддерживаться только временно, большей частью во время половодий;

3. Уровни сработки;

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

б) проектный уровень наибольшей сработки, соответствующий опорожнению, предусмотренному для многолетних неблагоприятных периодов;

в) уровень наибольшей технической допустимой сработки, опорожнение водохранилища ниже которого влечет за собой прекращение нормальной работы гидроэнергетических установок;

¹ См. Д. Л. Соколовский, Речной сток, изд. 2. Гидрометеоиздат, Л., 1959.

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

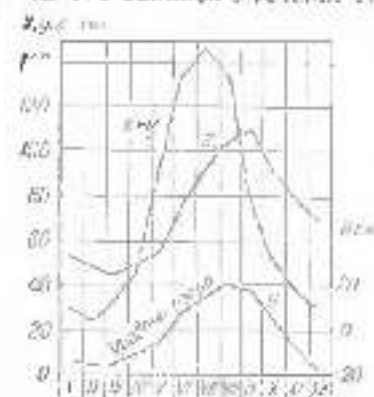
Характерным уровнем водохранилища соответствует определенная величина объема (емкости) его водной массы:

1) емкостью для сброса — объем воды, располагающийся выше ННГ;

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

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

Колебания уровня, связанные с изменением объема воды в подпорах, вызывают периодический, строгим образом 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 и течение года. Как видно из чертежа, в периоды преобладания приходной части баланса вод расходами превосходит подъем уровня; преобладание расходной части вызывает спад уровня.

Удельный вес отдельных составляющих в водном балансе

водоемов и их годовых и многолетних ход имеют географическую зависимость. При анализе колебаний уровня часто выявляются 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, о чем говорилось выше. Соотношения размеров озера с площадью бассейна, а следовательно и с объемом стока с последним, 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 Оножского озера, площадь водосбора которого всего в 6 раз больше площади зеркала, не превышает 1 м, в то время как в Куснецком озере (площадь водосбора в 40 раз больше площади зеркала) она достигает 3,5 м. Амплитуда колебаний уровня Теленского озера с площадью во-

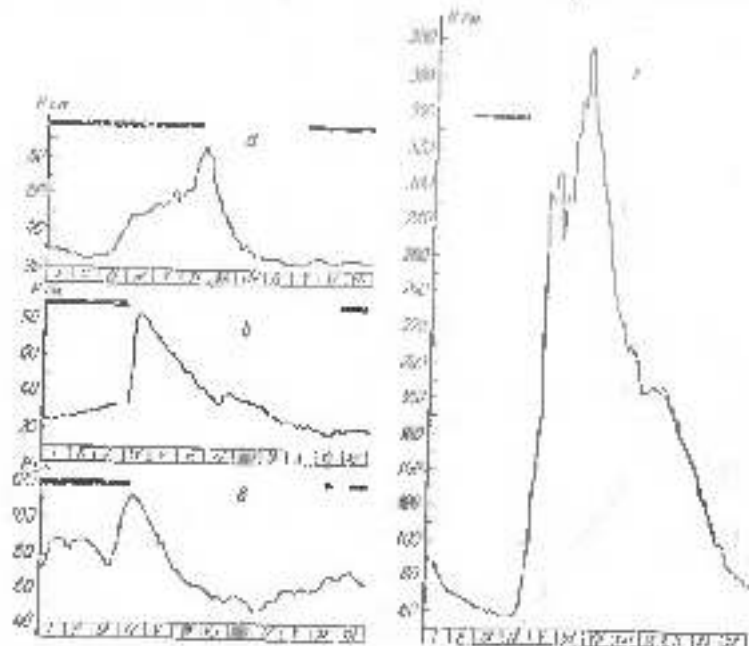


Рис. 17. Графики колебаний уровня озер СССР: а — озеро Иссык-Куль (площадь зеркала 19,15 кв. км, 1945 г.); б — озеро Кизил-Ар (площадь зеркала 136,68 кв. км, 1945 г.); в — озеро Урмия (площадь зеркала 70,26 кв. км, 1946 г.); г — озеро Теленское (площадь зеркала 30,65 кв. км, 1949 г.).

водосбора, превышающей площадь зеркала в 10 раз, еще больше (4—5 м).

На территории СССР можно заметить определенные типы режимов уровня озер, связанные с типом питания 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 питании ряда озер существенную роль играют и дожде-

ные воды. В связи с такими особенностями питания и водного баланса в годичном ходе уровня наблюдается подъем в период стока талых вод; максимальные уровни наступают в конце весны, начале, иногда середине лета. Далее длительный спад уровня продолжается до осени, когда у ряда озер небольшой подъем вызывается дождями. Минимум уровня бывает, в зависимости от

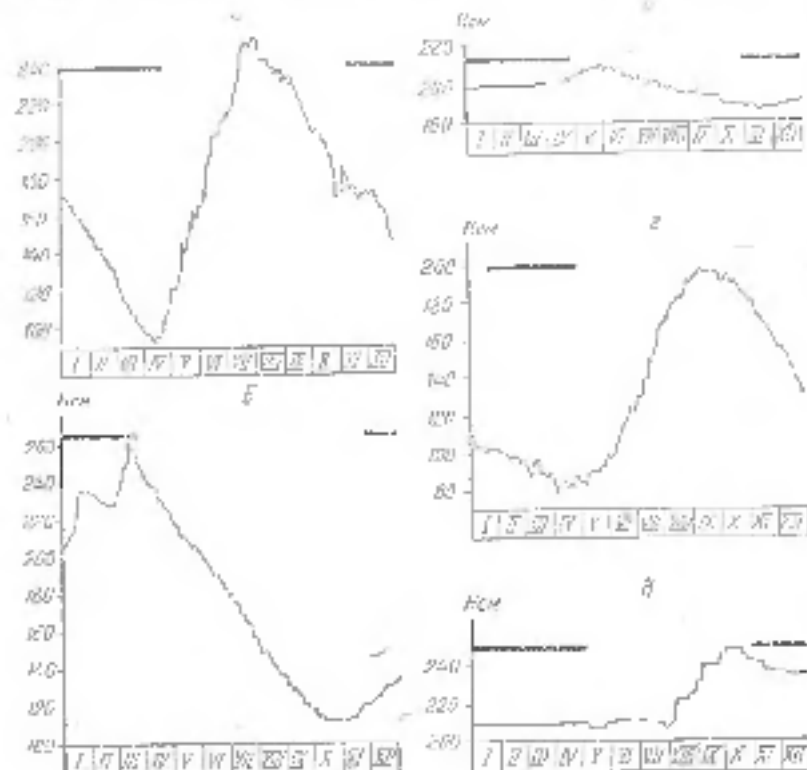


Рис. 18. Графики колебаний уровня озер СССР (для средних по полугоду лет): а — оз. Зайсан-Нор — с. Тоскал-Ам, отв. «б» графика 63,0 м усл., 1945 г.; б — оз. Байгал-Куль — с. Джамал-Уткуль (Средняя Азия), отв. «б» графика 140,00 м усл., 1950 г.; в — оз. Уйбик-Куль — с. Чертеп-Куль (Бараньинская возвышенность) отв. «б» графика 46,26 м усл., 1950 г.; г — оз. Байгал — ст. Байгал, отв. «б» графика 454,34 м усл., 1910 г.; д — оз. Осканское (Забайкалье) отв. «б» графика 45,00 м, усл., 1919 г.

метеорологических условий года, большей частью в конце января (перед началом весеннего подъема), реже осенью (рис. 17). На спаде уровня нередко накладываются подъемы сло от дождей. Амплитуда колебаний уровня крупных озер (Намджское, Ононское) редко превышает 1 м; у меньших по размерам

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

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, имеют до полного пересыхания в миллионные годы (например, Саринские озера в Прикаспии); для других характерен сравнительно небольшой весенний подъем, после которого уровень медленно понижается в течение лета, поддерживаясь дождями и грунтовыми водами. Максимум уровня обычно бывает в мае или июне, минимум — осенью и зимой (озера Бараньинской и Кулундинской степей; рис. 18). Амплитуды колебаний уровня сильно варьируют в зависимости от размеров озер и условий стока в их бассейнах. В ряде озер они достигают 2—4 м. Для озер, получающих питание от талых вод ледников и высокогорных снегов, характерен летний максимум уровня. Сюда относятся как крупные озера засушливых равнин, 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 несочетанием периодов талых снегов и ледников на различных высотах в ходе уровней многих озер этого типа отмечается несколько пиков, приходящихся на конец весны и лето (Телецкое озеро; рис. 17).

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

На Дальнем Востоке, в Забайкалье, ряде районов северо-востока Азиатской части СССР, на Камчатке сказывается преобладание и питания озер дождевых вод, которое у многих водоемов комбинируется со снежным и ледниковым.

В зависимости от периода выпадения дождей и от сочетания дождевых вод 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 Ялы и Индигирки (Сюрян-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. Хапка

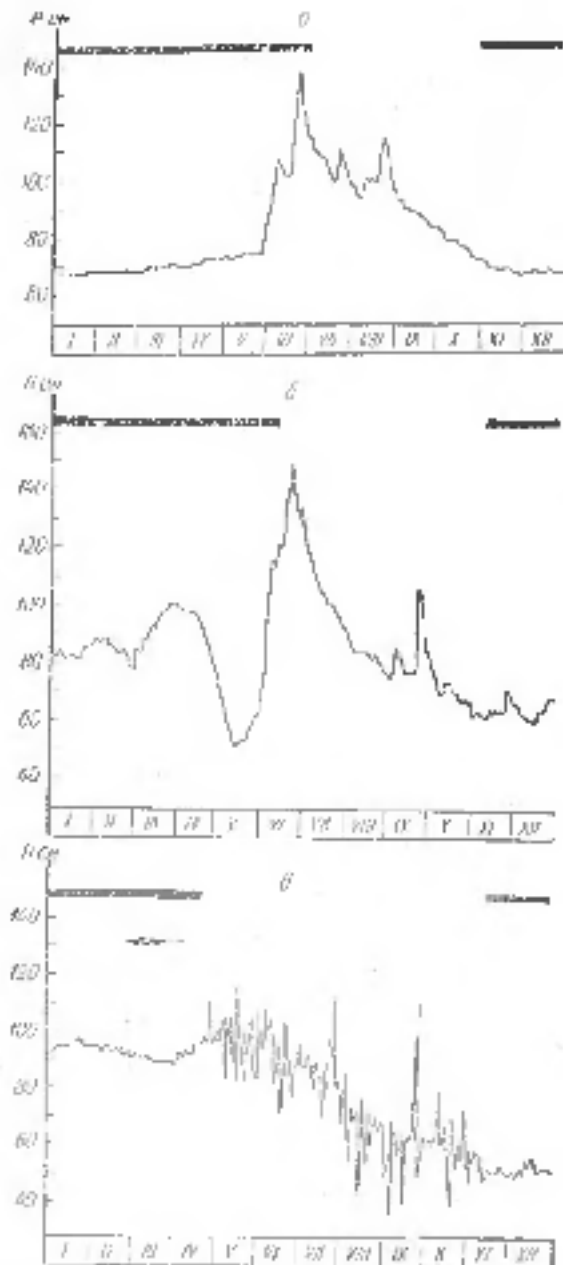


Рис. 15. Графики колебаний уровня озер СССР (дан средние по высоте в метрах): а — оз. Джека Поона — у подножия Восточной (бассейн р. Коланды) отг. от графика 801,27 м укл., 1952 г.; б — оз. Наикчикское — метеостанция Наикчикская (Кавказ) отг. от графика 348,35 м. абс., 1951 г.; в — оз. Хазка — с. Астраханка, отг. от графика 70,24 м. абс., 1949 г.

с чередованием пиков в течение всей теплой 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. Молчановым для Онежского озера выявлено семь типов годового хода



Рис. 20. Средние годовые уровни Онежского озера у колмерного поста Восточное за 1861—1927 гг. (по Н. В. Молчанову)

уровней. 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 ледостава, а в другие — весенне-летний подъем выражен слабо.

Рядом исследователей установлено наличие локальных колебаний уровня озер. Такие колебания имеют определенную периодичность и прослеживаются наиболее ярко в степных озерах Западной Сибири, Казахстана, Средней Азии, но отмечены и для озер других районов (рис. 21). Продолжительность циклов изменения объема водной массы озер и связанных с ними колебаний уровня, по исследованиям А. В. Шаниникова, ограничивается периодами в 20—25 и 45—50 лет, редко выходя за эти пределы. Для отдельных районов продолжительность циклов может значительно варьировать. Причиной таких изменений уровня являются 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 средней многолетней величины. Кроме этих колебаний, отмечены более длительные периоды уменьшения и увеличения объема водной массы озер и соответствующих изменений положения их уровня, связанные с длительными засухами и влажными эпохами. Периоды повышенного увлажнения паводков проходит более интенсивно и в сравнительно короткие

периоды времени (около 200—100 лет), значительные стадии охватывают более длительное время (более 1000 лет) и проходят более широко. Наличие последних стадий указало у ряда исследователей, располагавших данными об изменении уровня озер за сравнительно короткие промежутки времени (несколько столетий), предположение о прогрессирующем усыхании озер степных районов. При анализе многолетних колебаний уровня ряда озер обнаруживается связь их с количеством атмосферных осадков: связь с ходом температур воздуха не так явно выражена и прослеживается лучше у озер засушливых районов.

ЛИТЕРАТУРА

- Анодаров Б. А. Учение о реках, Изд-во МГУ, 1931.
Белавицкий С. Ю. Особенности шедного режима озер Барабинской низменности. «Тр. ГИЗ», вып. 38 (121), 1953.
Борт А. С. Жизнь и жизнь. Гостиздат, М., 1947.
Богословский Б. Б. О районировании озер СССР по условиям биологии. «Тр. Ин-та Вост. Азии», вып. 14, Гидрометиздат, Л., 1959.
Богословский Б. Б. Свод гидрологической классификации озер и районирующая озер СССР. «Вост. Азия», вып. 14, Гостиздат, М., 1963, № 2.
Браславский А. П. и Панаев В. А. Норик исследован с поверхности, воздухоплаватель, Гидрометиздат, Л., 1954.
Давыдов В. К. Водный баланс озера Саян. «Материалы по исследованию Саян и его бассейнов. Гидрометиздат, Л.—М., 1958.
Давыдов В. К. Гидрография СССР, ч. I. Изд-во ЛГУ, 1953; ч. II. Изд-во ЛГУ, 1955.
Зайкин В. Д. Метеорология с точки зрения природы и малых водохранилищ на территории СССР. «Тр. ГИЗ», вып. 21(75), 1949.
Зайкин В. Д. Водный баланс и уровень Аральского моря и связи с атмосферными Галилеем «Туркменский издатель». «Тр. ГИЗ», вып. 146.
Молчанов И. Б. Океанское озеро. Гидрометиздат, Л., 1946.
Муромский С. Д. Роль метеорологических факторов в формировании гидрографических комплексов. «Вопр. географ. об.», 9, 1948.
Розенберг Л. С. Изучение водного баланса озера и его водосбора и водосборных территорий озера и его водосбора. «Тр. ГИЗ», вып. 14, 1958, Гидрометиздат, Л.
Скоков А. А. Влияние озер на климат степей. «Метеорология и гидрология», 1956, № 1.
Скоков А. А. Связь водного баланса озер с климатом озер и его бассейнов и водосборных территорий. «Вопр. гидрог. Изд-во МГУ, 1957.
Скоков А. А. Влияние озер на климат степей. «Тр. ГИЗ», вып. 14, 1958, Гидрометиздат, Л.
Шнитников А. В. Водный баланс озер Кузнецкого и Кузнецкого. «Тр. ГИЗ», 1948, вып. 138.
Шнитников А. В. Элементы водного и энергетического баланса озера Байкал. «Тр. озерной комиссии. Вост. науч.-исслед. ин-ты Академии АН СССР», 1936, вып. II.
Шнитников А. В. Озера Западной Сибири и Северного Казахстана и их гидрологическая особенность. «Тр. озерной комиссии АН СССР», 1957, т. V.
Hutchinson G. E. A Treatise on Limnology, vol. 1 (Limnology, Physics and Chemistry), New York, London, 1957.

Галеев Г.

ТЕРМИКА И ЛЕДОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ

ТЕРМИКА

Термический режим озер обусловлен приходом и расходом тепла во времени и распределением его в водной массе и на поверхности. Вода озера всегда содержит больше или меньше количество тепла, т. е. обладает некоторым теплозапасом, зависящим от величины и соотношения составляющих теплового баланса. Как поступление, так и расходование тепла осуществляются в первую очередь через поверхность озера. Распределение тепла в водной массе связано с происходящими в ней движениями, на которые в свою очередь оказывает существенное влияние строение котловины. Таким образом, термическое состояние озера в любой промежуток времени является, с одной стороны, функцией географического положения озера и его бассейна и связанных с этим положением климатических условий и погоды, с другой — функцией запаса воды, обусловленной как воздействием метеорологических факторов и стока, так и размерами и формой котловины.

Основным источником прихода тепла в озероводные водосмы является солнечная радиация (прямая и рассеянная). Поэтому для анализа термического режима необходимо кратко остановиться на особенностях поступления солнечной радиации на водную поверхность, отражения ее в атмосферу и проникновения в воду. Детально эти вопросы рассмотрены в работе Б. Д. Зайкова (1955).

Поступление и отражение солнечной радиации

Поступление солнечной радиации на поверхность воды. На отражение прямой солнечной радиации (I_p) падающей на горизонтальную поверхность (в частности, на поверхность воды) определяется коэффициентом

$$I = I_p \cdot \sin^2 \alpha / \cos^2 \alpha \quad (1)$$

где E_0 — солнечная постоянная, равная в среднем $1,88 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мин}$; A_0 — высота солнца над горизонтом; μ — коэффициент преломления атмосферы, изменяющийся с высотой обратно в зависимости от плотности и показывающий отклонение от 1 (при $A_0 = 90^\circ$) до 35 (при A_0 близком к 0°).

Световое излучение в рассеянной радиации сильно варьирует в зависимости от положения атмосферы и от облачности. При безоблачном небе рассеянная радиация составляет значительный процент от суммарной. С увеличением облачности доля ее уменьшается, и при сплошной облачности до поверхности воды выходит только рассеянная радиация.

Как выражение суммарной, так и рассеянной прямой и рассеянной радиации изменяется с изменением географической широты. В средних широтах увеличение рассеянной радиации больше, чем прямой, и достигает 70% от суммарной, и только же широты (35°) составляет всего 35% от нее.

Наряду с суммарной радиацией на каждой широте можно выделить по воде и по льду (включая от среднего широтного значения) не превышают нескольких процентов), поскольку увеличение солнечной радиации на верхней границе атмосферы мало изменчиво (меняется в зависимости от повышения давления от отражения в среднем от 1,82 до 1,95 $\text{кал/см}^2 \cdot \text{мин}$), в атмосфере же происходит существенно только соотношение прямой и рассеянной радиации.

Для ориентировочных расчетов можно пользоваться картами суммарной радиации, составленными Н. Н. Калитным¹, Т. Г. Берлянд² и другими исследователями. Падающая суммарная радиация ($Q+q$) при отсутствии актинометрических наблюдений может быть рассчитана по эмпирической формуле, например по формуле П. П. Кузмина:

$$(Q+q) = (Q+q)_0 (1 - KN) \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{сут}, \quad (2)$$

где $(Q+q)_0$ — величина при безоблачном небе суммарная радиация ($\text{кал/см}^2 \cdot \text{сут}$), определяемая по таблицам; $(1 - KN)$ — поправочный множитель на облачность (K — коэффициент, зависящий от рода облаков, N — величина облачности в баллах).

Отражение радиации. Часть солнечной радиации, падающей на поверхность воды, отражается, часть поглощается водной массой. Коэффициентом отражения или альбедо называют отношение отраженной радиации к падающей. Альбедо зависит от высоты солнца над горизонтом и от состояния отражающей поверхности.

Так, по данным В. В. Шулейкина, при высоте солнца 90° от водной поверхности отражается около 2% солнечной энергии, при высоте солнца 2° — до 78%. Из приведенных ниже данных видно зависимость альбедо (α) водной поверхности от высоты солнца над горизонтом (A_0) для прямой солнечной радиации:

A_0	0	10	20	30	40	50	60	70	80
α , %	100	35,7	13,6	6,2	3,5	2,0	2,2	2,1	2,1

Поскольку высота солнца над горизонтом зависит от географической широты, альбедо водной поверхности изменяется по широтам.

Так, на 80° с. ш. α варьирует от 17% в августе до 50% в марте; на 60° с. ш. — от 5% в июне — июле до 55% в декабре; на 40° с. ш. — от 4% в мае — августе до 14% в декабре.

Выше рассматривалась отражение прямой солнечной радиации от зеркально гладкой поверхности воды, наблюдающейся в прибрежных водах редко.

Данных по отражению солнечной радиации от поверхности воды почти нет. Ниже приводятся расчетные данные об отражении прямой солнечной радиации от гладкой водной поверхности и от водной поверхности при волнении (α , %).

A_0	α , % (при волнении — мин)	α , % (сплошная поверхность)
90	13,1	2,1
60	3,9	2,2
30	2,4	6,2

Как отмечает Б. Д. Зайков, при значительных высотах солнца волнением обусловлено увеличение отражения. При опускании солнца к горизонту отражение происходит преимущественно от крутых участков гребней, занимающих горизонтальные площади водной поверхности. Солнечные лучи в этом случае падают на гребни под большим углом, чем на гладкую поверхность, и отражение увеличивается. К сожалению, в приведенных данных не указанка сила волнения. По данным, приводимым Л. Ф. Форм³, волнение силой до 3 баллов уменьшает альбедо при высотах солнца $30-60^\circ$; это уменьшение более значительно при сильном волнении, чем при слабом.

Волнение в баллах	Альбедо в %
0	9,3
1	9,0
2	8,3
3	8,0
4	7,4

Лабораторией озероведения АН СССР в 1942—1951 гг. проводились наблюдения за отражением солнечной радиации от водной поверхности озер различных районов (центральной Европейской части СССР, Восточная Сибирь, Средняя Азия).

¹ См. Л. Ф. Форм. Отражение солнечной радиации от поверхности озер. Тр. Лаб. озероведения АН СССР, т. III. М.—Л., 1954.

¹ См. Н. Н. Калитный. Актинометрия. Гидрометеорологиздат, Л.—М., 1938.

² См. Т. Г. Берлянд. Радиационный и тепловой баланс поверхности суши. Метеорологический широт, Тр. ГГГД, 1949, вып. 18(50).

³ См. В. П. Шрейнер. Приближенное вычисление сумм прямой и рассеянной солнечной радиации, Метеорология и гидрология, 1950, № 6.

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

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

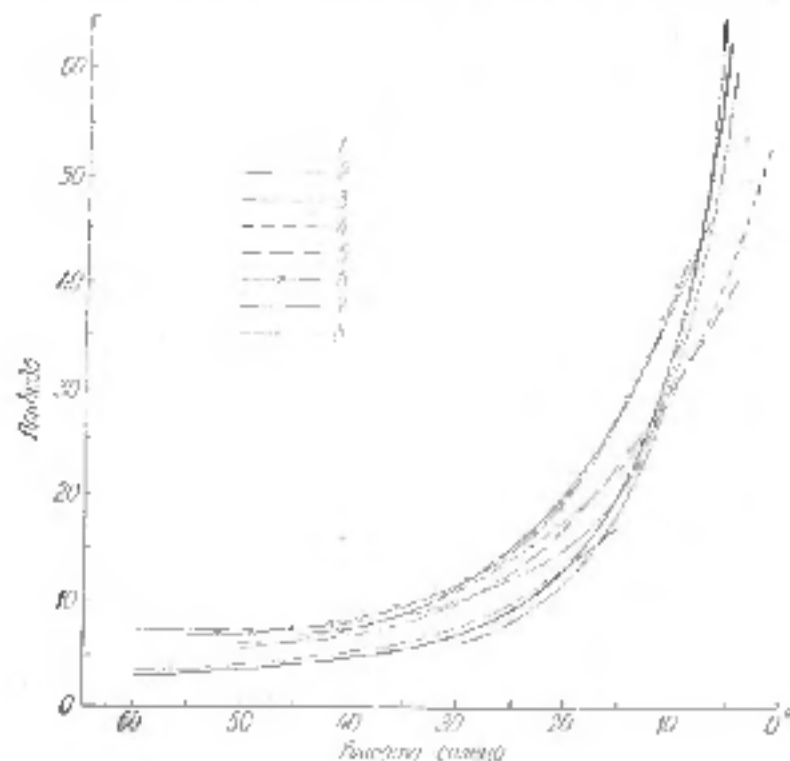


Рис. 21. Альбедо водной поверхности озер в зависимости от высоты солнца над горизонтом (по В. Б. Шулейкину): 1 — теоретическая кривая по В. Б. Шулейкину; 2 — большое озеро в Восточной Сибири. Вода почти не окрашена — альбедо почти беловатого цвета. (Полупрозрачная пленка применяется для оценки цветности воды, что указывает, что вода не имеет желтого или коричневого оттенка); 3 — малое озеро в с.-в. части СССР, вода слабо окрашена, цветности 4—6; 4 — малое озеро в с.-в. части СССР, вода желто-бурная, цветности 20; 5 — малое озеро в с.-в. части СССР, вода желто-бурная, цветности 25—47; 6 — малое озеро в Средней Азии, вода слабо окрашена, цветности 8; 7 — оз. Тунг (остров Тивковский США), вода слабо окрашена, цветности 6; 8 — Белое море (Малый Широк — губа Кандыкского залива).

Кривые при больших высотах солнца идут примерно параллельно друг другу, что свидетельствует о малой роли цветности воды в отражении солнечной радиации. При малых высотах солнца (менее 20—25°) альбедо озер со слабо окрашенной водой быстро возрастает и приближается к расчетному теоретически, альбедо непрозрачных вод (кривые 4 и 5) — уменьшается. Это различие объясняется преобладанием длинноволновой радиации при низком положении солнца, ослабляющейся менее интенсивно, чем коротковолновой. Исследованиями Бердга и Дюдак установлено, что длинноволновая радиация поглощается окрашенными водами сильнее, чем бесцветными. Озера с сильно окрашенной водой, поглощая бо́льшую часть падающей радиации, охлаждаются меньше, чем обладающие бесцветной водой.

Учет отражения рассеянной солнечной радиации значительно труднее из-за разнообразия углов падения и различного направления этой радиации, поступающей от отдельных 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:

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

где r_s и r_p — 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. Каденца для Ялтинского порта — в 2—3 раза).

А. П. Браславский рассчитывал величины средних суточных коэффициентов отражения суммарной радиации по месяцам для географических широт при различной облачности. Анализ полученных им данных позволяет сделать некоторые выводы об особенностях отражения прямой, рассеянной и суммарной радиации в высоких и низких широтах. При безоблачном небе, когда доминирует прямая радиация, а доля рассеянной остается незначительной, альбедо суммарной радиации соответствует альбедо прямой радиации, т. е. зависит главным образом от высоты солнца над горизонтом. Эту зависимость подтверждают и более высокие значения альбедо в зимние месяцы по сравнению с летними. Такая же закономерность наблюдается альбедо по широтам: оно повышается и при покрытии поверхности облаками ($N=5$). При сплошной облачности альбедо и средние курсы ($N_s=10$, $N_p=1$) высокие и альбедо низких и низких широт сближаются, хотя еще заметно повышение его к полюсам. При сплошной облачности высокие курсы ($N_s=10$), когда доминирует рассеянная радиация, альбедо повышается от 30 до 40° широты и равно 8%.

Альбедо по широтам изменяется с увеличением облачности и в средних и низких широтах. В средних широтах по мере увеличения облачности альбедо увеличивается и доля рассеянной радиации, облаченной поверхностью альбедо, что приводит к увеличению альбедо. В низких широтах, где альбедо прямой радиации

ции альбедо, с ростом облачности возрастает (за счет рассеянной радиации) и альбедо.

Зная альбедо водной поверхности (ϵ_v) и напряжение суммарной радиации, падающей на поверхность воды ($Q + q$), можно определить напряжение радиации, поглощаемой водой ($Q_{\text{в}}$):

$$Q_{\text{в}} = (Q + q)(1 - \epsilon_v) \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{сут.} \quad (4)$$

Альбедо льда в связи значительно превышает альбедо водной поверхности. Вследствие этого типичнейшим образом для льда, обусловленные их малой теплопроводностью, еще более увеличивается. Отражательная способность льда зависит весьма слабо, почти пренебрежимо от отдельных цифр, которые характеризуют преломление с об альбедо льда. Альбедо льда Кайла-ленского озера колеблется в пределах 26—41%, возрастая для толстого льда и уменьшаясь для льда, покрытого тонким слоем воды¹. На Суванском озере для Лемнитуранга 2—3 дня до вскрытия среднесуточные значения альбедо равнялись 15% (высшейшая — 22%, минимальная — 10%)². Альбедо свежезатвердевшего снега достигает 46—92%, сухого старого ледникового снега 15%, а ледникового снега с поверхности ледяного снега — всего 32%. Для льда и снега можно отметить общую закономерность: уменьшение альбедо в период таяния, при намокании их водой и увеличении влажности.

Тепловой баланс

Накопление и расходование тепла в озере за некоторый промежуток времени можно выразить в виде уравнения теплового баланса. Рассмотрим тепловой баланс озера:

$$Q_{\text{в}} + Q_{\text{с}} - Q_{\text{а}} - Q_{\text{д}} + Q_{\text{п}} + Q_{\text{р}} - Q_{\text{с}} + Q_{\text{а}} + Q_{\text{с}} + Q_{\text{д}} + Q_{\text{а}} + Q_{\text{с}} = \pm \Delta Q, \quad (5)$$

где $Q_{\text{в}}$ — суммарная солнечная радиация, поглощаемая водой; $Q_{\text{с}}$ — поглощение воды встречное излучение атмосферы; $Q_{\text{п}}$ — излучение воды; $Q_{\text{а}}$ — тепло, затрачиваемое на испарение; $Q_{\text{д}}$ — турбулентный теплообмен с атмосферой; $Q_{\text{р}}$ — теплообмен с дном; $Q_{\text{с}}$ — тепло, приносимое стоком в озеро; $Q_{\text{а}}$ — тепло, теряемое со стоком из озера; $Q_{\text{д}}$ — тепло, поступающее в воду при конденсации водяных паров; $Q_{\text{с}}$ — тепло, поступающее с дождями и осадками или теряемое на таяние снеговых осадков; Q — тепло, выделяемое при льдообразовании или затрачиваемое на таяние льда (в эту величину включается также тепло, затраченное на таяние льда, приносимого притоками, и тепло, выделяющееся при льдообразовании, но затем вынесенное из озера со стоком); $Q_{\text{а}}$ — тепло, выделяемое и затрачиваемое при биологических и биохимических процес-

сах, $Q_{\text{в}}$ — поступление тепла за счет перехода механической энергии в тепловую; ΔQ — изменение теплозапаса озера за рассматриваемый период времени.

Наибольшую роль в тепловом балансе озера играют $Q_{\text{в}}$, $Q_{\text{с}}$, $Q_{\text{п}}$, $Q_{\text{а}}$ и $Q_{\text{д}}$, поскольку они характеризуют теплообмен водной массы с атмосферой.

Числами уравнения, связанными со стоком и осадками ($Q_{\text{с}}$, $Q_{\text{а}}$, $Q_{\text{п}}$), для большинства озер можно пренебречь ввиду их отнесения к малой величине по сравнению с другими составляющими баланса.

Теплообмен с дном ($Q_{\text{д}}$) играет роль только в глубоких (с максимальными глубинами менее 20 м) озерах в то время, когда в озере есть лед. В глубоких озерах теплообмен происходит только в грунте дна и течение года мало меняется и теплообмен с дном незначителен. В период ледостава устанавливается тепловой баланс, характеризующийся теплообменом с атмосферой, исключаются и вместо них может быть определена величина теплопотока, проходящего через лед и снег в атмосферу ($Q_{\text{с}}$). Поступление солнечной радиации через лед и воду ощущают только весной, после окончание льда от снега. В этот период его необходимо учитывать.

Изменения количества тепла, связанные с биологическими и биохимическими процессами ($Q_{\text{а}}$), включающие поступление тепла в результате гниения органических остатков, испарения и т.д. при фотосинтезе и другие, при современном состоянии методики исследования не поддаются количественному учету и, очевидно, не играют существенной роли в тепловом балансе.

Поступление тепла за счет перехода механической энергии в тепловую ($Q_{\text{с}}$), связанное с движением воды, незначительно и при расчетах им можно пренебречь.

При расчетах годового баланса тепла, теплообмен с дном ($Q_{\text{д}}$) и изменения теплозапаса, связанные с ледовыми явлениями ($Q_{\text{с}}$), исключаются, так как в каждом из этих случаев приход и расход тепла в течение года компенсируют друг друга; эти компоненты должны учитываться только при расчетах для более коротких периодов (месяц, сезон).

Солнечная радиация, поглощаемая водой озера ($Q_{\text{в}}$), является основной причиной нагрева и поэтому значительно превышает остальные приходные составляющие теплового баланса, что во многих расчетах принимается единственной источником тепла. О расчетах $Q_{\text{в}}$ сказано выше (стр. 74, 78).

Излучение воды ($Q_{\text{п}}$) почти всегда превышает встречное излучение атмосферы ($Q_{\text{с}}$) и в уравнении теплового баланса можно эти два члена эффективным излучением воды ($Q_{\text{с}}$):

$$Q_{\text{с}} = Q_{\text{п}} - Q_{\text{с}} \quad (6)$$

¹ См. Н. Н. Кузьмин, Радиация, отраженная поверхностью моря и поглощенная слоем воды различной глубины, «Метеорология и гидрология», 1936, № 7—8.

² См. Н. М. Писенкова, Наблюдения над пропитанием льда солнечной радиацией через лед, «Метеорология и гидрология», 1937, № 8.

Составляющие этой формулы могут быть выведены по зависимости (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, принимаемая для гладкой водной поверхности, равной 0,95; σ — постоянная Стефана — Больцмана, равная $1,189 \cdot 10^{-12} \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{суп} \cdot \text{град}^4$.

Подставляя значения параметров, получим:

$$Q_{\text{из}} = 1,80 \cdot 10^{-12} (273 + t_w)^4 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{суп}. \quad (8)$$

$$2) Q_{\text{из}} = \sigma (273 + t_{\text{воз}})^4 \left[\frac{\alpha_{\text{ж}} N_{\text{ж}}}{10} + \frac{\alpha_{\text{н}} - \alpha_{\text{ж}} (N_{\text{ж}} - N_{\text{н}})}{10} \right] + A \left(1 - \frac{N_{\text{ж}}}{10} \right) \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{суп}, \quad (9)$$

где $t_{\text{воз}}$ — температура воздуха на высоте 200 см; A , $\alpha_{\text{ж}}$ и $\alpha_{\text{н}}$ — коэффициенты, зависящие от температуры влажности воздуха и облачности, определяемые по таблицам, составленным А. П. Браславским; $N_{\text{ж}}$ — облачность в баллах; $N_{\text{н}}$ — облачность низкого яруса в баллах.

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

Потери тепла на испарение в озерах и водоемах являются наибольшей из составляющих расходной части теплового баланса. Они зависят в первую очередь от температуры поверхности воды и от количества испаряющейся воды. Формула для определения потерь тепла на испарение ($Q_{\text{и}}$) имеет следующий вид:

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

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

Величина E вычисляется по формулам испарения с водной поверхности, например по формулам Б. 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 испаряющей 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 Б. Д. Зайцевым (1949), А. П. Браславским и З. А. Вихулиной (1954). Математические зависимости, выведенные для определения скорости турбулентного теплообмена воды с атмосферой ($Q_{\text{из}}$), дают весьма разноречивые результаты.

Определение $Q_{\text{из}}$ упрощается, если принять общие характеристики вертикального турбулентного обмена между водной поверхностью и атмосферой одинаковыми для тепла и влаги. Тогда для расчета $Q_{\text{из}}$ можно применить формулу

$$Q_{\text{из}} = 390 \frac{E}{e_s - e_{\text{воз}}} (t_{\text{воз}} - t_w), \quad (13)$$

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

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

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

Теплообмен с дном ($Q_{\text{дн}}$) практически сводится в теплоном режиме только в зимнее время, когда вода находится в неравновесном состоянии с дном. В летнее время, когда вода находится в равновесии с дном, теплообмен с дном равен нулю. 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 величин: песок, насыщенный водой, — 450; суглинок и глина, насыщенные водой, — 423; гранит (скальные породы) — 450; ил — 180.

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 волн. Для приближенного расчета теплообмена с дном в мелководных непроточных водоемах в пределах 30—70° с. ш. на территории СССР может быть использована табл. 6.

Таблица 6

Приблизительные значения теплообмена с притоком дна (кал/м²·сут)
(по А. П. Браславскому)

Мес.г	Температура, °С	Средняя глубина водоема, м				Мес.г	Температура, °С	Средняя глубина водоема, м			
		6—5	10	15	20			0—5	10	15	20
I	30	25	13	29	17	VII	30	-23	-19	-16	-14
	50	14	12	11	9		50	-21	-21	-19	-16
	70	8	7	6	5		70	-27	-24	-21	-18
II	30	14	14	11	9	VIII	30	-16	-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	-5	-3	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	-10	-16	-31	-27	X	30	30	27	23	20
	50	-15	-13	-12	-10		50	24	21	19	16
	70	5	4	4	3		70	21	19	16	14
V	30	-39	-29	-25	-22	XI	30	13	20	20	22
	50	-23	-26	-25	-21		50	27	24	21	18
	70	-20	-18	-10	-13		70	20	18	16	13
VI	30	-32	-25	-25	-21	XII	30	36	32	28	24
	50	-34	-36	-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 уходящего из водоема в виде испарения, замерзания и таяния льда, принимаем удельную теплоемкость (C_p) и плотность (ρ) воды равными единице. Тогда тепло, поступающее с водой притоков (или расходуемое со стоком), будет равно:

$$Q_{\text{приток}} = \frac{8,64 \cdot q \cdot t}{l_0} \text{ кал/м}^2 \cdot \text{сут}, \quad (16)$$

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

Тепло, приносимое водными течениями, рассчитывается по формуле:

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

где λ — суточный слой осадков (мм); $t_{\text{теч}}$ — температура осадков, заменяемая температурой воздуха на высоте 200 см.

На таяние твердых осадков затрачивается тепло:

$$Q'_{\text{ос}} = \frac{\lambda [80 + 0,5 (t_0 - t_{\text{ос}})]}{10} \text{ кал/м}^2 \cdot \text{сут}, \quad (18)$$

где t_0 — температура плавления льда (0°); 80 — скрытая теплота плавления льда (кал/г·град); 0,5 — теплоемкость льда (кал/г·град).

Количество тепла, затраченного на плавление льда или замерзание при льдообразовании, рассчитывается по формуле:

$$Q_{\text{л}} = \rho \cdot h \cdot L_{\text{пл}} \text{ кал/м}^2, \quad (19)$$

где ρ — плотность льда, г/см³; h — толщина льда, см; $L_{\text{пл}}$ — 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

Ветерн ходы изотермических водотоков на безветренный период в процентах от поглощенной воды изотермический радиация (по А. П. Браславскому)

Водоем	Q_p	$Q_{\text{теч}}$	$Q_{\text{ос}}$	$Q_{\text{л}}$
оз. Белое	50,0	27,7	10,4	2,9
оз. Сенежское (Московский обл.)	46,0	32,1	18,4	3,9
оз. Кудынское (Псковская обл.)	60,9	25,0	10,6	3,5
оз. Убинское (Челябинская обл.)	63,0	27,0	6,5	3,5
оз. Пельское	49,7	22,4	15,4	2,5
Псковское водохранилище	59,5	26,9	10,8	3,8
Волжское водохранилище	68,0	28,0	2,1	1,9
оз. Борзнецкое (Приморский)	73,0	23,6	1,0	1,8
Аральское	63,4	33,0	10,6	0

Q_p — потери тепла на испарение;

$Q_{\text{теч}}$ — потери тепла на конвективное течение;

$Q_{\text{ос}}$ — потери тепла на турбулентный теплообмен в стратифицированной;

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

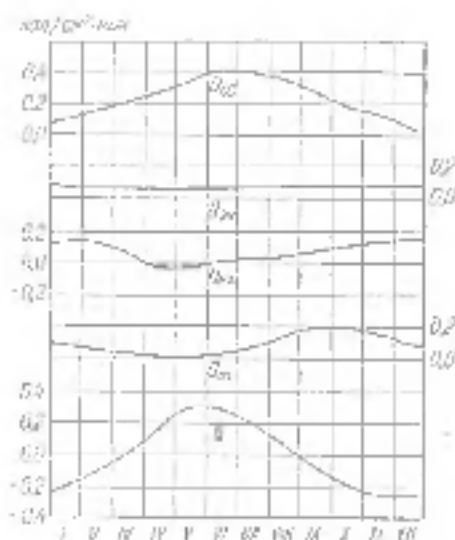


Рис. 22. Вертикальнй ход элементов теплового баланса оз. Св. (по Н. Д. Зайкову).

Q_0 — тепло солнечной радиации, Q_{25} — эффективное излучение, Q_{50} — теплообмен с атмосферой, Q_{100} — тепло на испарение, Q — общее количество поступающего или расходующегося 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 в воду и термический режим водной массы

Проникновение солнечной радиации, подостройной воды, в глубину и распространение тепла в водной массе обусловлено термическими свойствами воды и движением ее масс. Вода обладает свойством избирательного поглощения солнечной энергии; волны радиации по-разному поглощаются в зависимости от их длины. Наиболее интенсивно водой поглощаются длинные волны (инфракрасная), затем коротковолновые (ультрафиолетовая) и менее всего — видимая 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 длинноволнового участка спектра с длиной волны 350—600 мк.

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

нечной радиации происходит в весьма тонком поверхностном слое водной массы. В табл. 8 приведены результаты наблюдений поглощения солнечной радиации водами Североамериканских озер (по Берджу и Дажди).

Таблица 8

Поглощение радиации на различных глубинах некоторых Североамериканских озер и проценты от поглощенной на поверхности воды солнечной радиации (по Берджу и Дажди)

Озеро	Цветность воды	Глубина в метрах, на которой поглощено 1% радиации	Мутность, мд/л	Глубина, м							
				0	1	2	3	5	7	11	14
Пейто . . .	6	8,3	4,44	100	22	15	—	4,4	2,3	0,64	0,16
Сильвер . .	10	9,9	7,53	100	25	19	—	5,6	2,9	0,12	0,012
Туртль . .	68	2,4	27,75	100	7,3	1,24	0,27	0,021	—	—	—
Хеламет . .	358	0,8	65,50	100	1,10	0,83	0,012	—	—	—	—

ПРИМЕЧАНИЕ. Цветность воды по шкале платиново-кобальтовой жидкости, числовое значение которой соответствует водам, не содержащим хлорофилла или желтого оттенка. Воды почти исключительно органического происхождения.

Из данных табл. 8 можно сделать вывод о поглощении подводящей части солнечной энергии в первом метровом слое воды и о большой интенсивности ее поглощения водами, содержащими взвеси и имеющими темную окраску, по сравнению с прозрачными водами. Так, в озерах со слабо окрашенной водой (Пейто, Сильвер) в малой мутности на глубину 1 м проникает 22—29%, а на глубину 5 м — 4,4—5,6% поступившей на поверхность радиации; в озерах с густо окрашенной водой и высокой мутностью (Туртль, Хеламет) до глубины 1 м доходит всего 1,1—7,3%, а до глубины 5 м — не более 0,012% радиации, идущей на поверхность воды.

Если проанализировать поглощение радиации в первом метровом слое (по тем же материалам Берджи и Дажди), то окажется, что в слое воды 25 см поглощается в озерах с малой мутностью 43—59%, а в озерах с повышенной мутностью — 70—80% падающей радиации.

Рассмотренные особенности поглощения солнечной радиации позволяют заключить, что в неподвижной воде нагрев происходит лишь в самом верхнем слое, проникновение же тепла

и глубины осуществлялось 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 — 0,0037).

В неподвижной воде суточные колебания температур ощущались бы только до глубины 40 см, а годовые — до глубины около 8 м. Суточная амплитуда температур уменьшилась бы в десять раз уже на глубине 15 см.

В озерах суточные колебания температур прослеживаются на глубине нескольких метров, а годовые обычно захватывают всю водную массу (за исключением некоторых наиболее глубоких озер). Благодаря молекулярной теплопроводности для осуществления теплообмена в таких мощных слоях воды недостаточно, ясно, что в глубины тепло может проникать только путем переноса его с частицами воды.

Перенос тепла в глубины озера, а следовательно и термический режим глубин, связан с двумя видами перемешивания воды: конвективным — вертикальным обменом частями воды, связанным с разностью плотностей этих частей, и фрикционным (турбулентным), возникающим в результате движения водных масс, вызванного каким-либо динамическим фактором.

Конвекция может привести к нагреву глубинных слоев пресного озера только при исходных температурах воды выше 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 охладить озеро, так как в этом случае в глубины будет поступать с поверхности 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 озере — 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 разномном волн и могущее вызвать полное промерзание его вод до дна.

Теплопроводность льда и особенно снега, покрывающего лед, невелика. Средний коэффициент теплопроводности чистого льда равен 0,0054 кал/см²·сек·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 массы извер с атмосферой в период ледостава (за исключением периода перед вскрытием) практически не снижается на термическом режиме.

В результате поступления и отдачи тепла через водную поверхность и перераспределения его в водной массе в озерах наблюдаются различные типы термического режима.

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

Весенний период термического режима начинается у озер с устойчивым ледяным покровом еще задолго до момента вскрытия. Как мы увидим дальше, поздней осенью в этих озерах более высокие температуры (обычно близкие к 4°) наблюдаются в придонных слоях воды. Поверхностные слои имеют наиболее (и самым верхнем слое близкие к 0°) температуры. Такое распределение температур, обусловленное уменьшением плотности пресной воды при ее охлаждении ниже 4°, сохраняется в течение зимнего периода подо льдом (кривая IV, рис. 23) и носит название обратной температурной стратификации (слабости).

Снег, покрывающий лед большинства озер в зимний период, практически прекращает теплообмен водной массой озера с атмосферой. Весной, по мере стаяния снега, солнечная радиация начинает проникать через лед в воду. Интенсивность этого проникновения сильно варьирует в зависимости от количества налипшего на поверхность льда радиации, высоты солнца, толщину

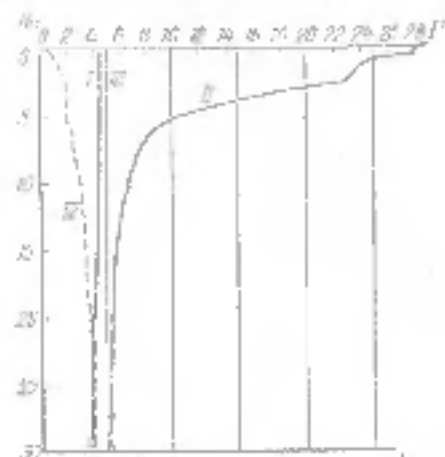


Рис. 23. Кривые изменения температуры воды с глубиной по сезонам в оз. Глубокое Московской обл. (1940—1947 гг.): I — лето (23/V—1946 г.); II — лето (23/VII—1946 г.); III — осень (8/X—1946 г.); IV — зима (3/I—1947 г.)

и структуры льда и снега на льду. Она достигает максимума при полном очищении поверхности льда от снега. Поскольку под ледом не может происходить ветрового перемешивания, а единственная конвекция весьма замедлена при низких температурах и малых градиентах не по вертикали, тепло, проникающее через лед, концентрируется в тонком верхнем слое воды. 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 мезотермия (максимум температуры на некоторой глубине) с наибольшими температурами на глубинах 0,5—0,75 м. Подледная весенняя мезотермия отмечена на целом ряде озер. На рис. 24 приведены графики изменения температуры с глубиной в Истринском водохранилище в начале мая. Могли бы наблюдения, проведенные А. А. Сперанской с помощью электротермометров. Здесь ясно виден максимум температур на глубинах 0,25—0,30 м.

Первоначально весенний нагрев происходит при обратной температурной стратификации, которая удерживается в после 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 возрастает, возникает свободная конвекция, выравнивающая температуры сначала в верхнем слое, а затем по всей водной массе.

Выравнивание температуры значительно ускоряется ветрами перемешивающими, легко достигаются весной значительных глубин в связи с малой разностью температуры и плотности воды, а следовательно и малой устойчивостью по вертикали.

Зависимость между температурой и плотностью воды непрямолинейна. Плотность изменяется с изменением температуры медленно при низких температурах, чем при высоких (табл. 9). Так, например, при изменении температуры на 1° — с 3 до 4° — плотность изменяется на $8 \cdot 10^{-6}$ г/см³; при изменении же темпе-

ратуры также на 1° , но с 20 до 21° — на $221 \cdot 10^{-6}$ г/см³. Даже при одинаковых градиентах температур градиенты плотности значительно больше в случае высоких температур, чем низких. Благодаря этому устойчивость вод летом возрастает не столько с увеличением вертикальных температурных градиентов, но и с повышением температуры воды. В начале весны, когда

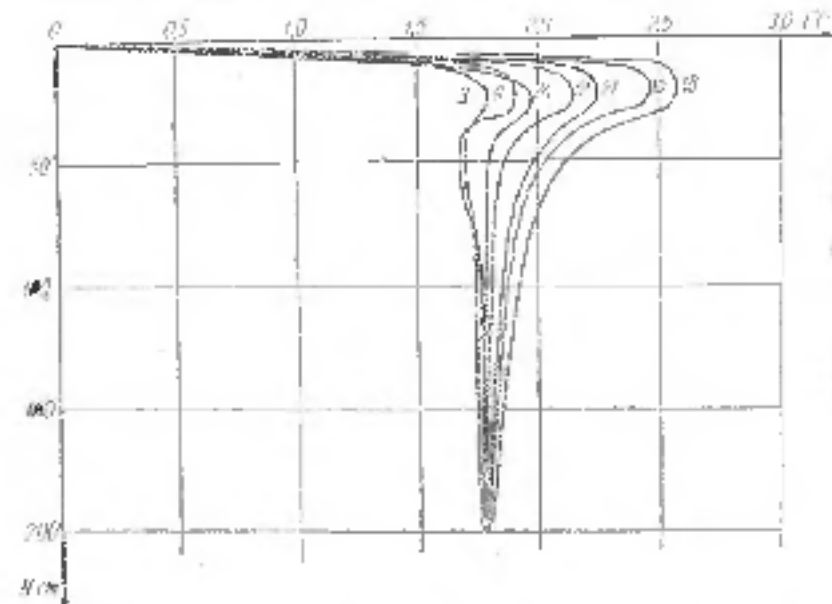


Рис. 24. Изменение температуры воды с глубиной в период подледного нагрева в Истринском водохранилище 11—12 IV—18 VI г. (по А. А. Сперанской). Цифры из кривых — числа

температуры воды в градусах. 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 дикотермии (минимум температуры на некоторой глубине). Она возникает в ясные штильные дни в связи с тем, что свободная конвекция не успевает выравнивать температуры нагревающего верхнего слоя и более холодного, сохранившегося на некоторой глубине в связи с обратной стратификацией. Пример дикотермии для глубокого и мелкого озера приведен на рис. 25.

Свободная конвекция и ветровое перемешивание приводят озеро в состояние нестатической томотермии — наличия одинаковых температур по всей водной массе. При весенней голо-

Таблица 9
Температура и плотность пресной воды

Температура	Плотность, г/см ³	Температура	Плотность, г/см ³
0°	0,999868	16°	0,998970
4°	1,000001	20°	0,998230
8°	0,999676	24°	0,997323
12°	0,998523	30°	0,995573

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 летнего перемешивания чрезвычайно важна для жизни в озере, так как в этот период глубинные слои его насыщаются кислородом.

Гомотермия обычно устанавливается при температурах, близких к 4° , но может продолжаться (при сырых ветрах) и при более высоких температурах. В мелких озерах при большой площади зеркала метровое перемешивание может поддерживать гомотермию даже в течение всего большого периода. Некоторые незамерзшие озера, вследствие зимнего перемешивания, вступают в весенний термический период в состоянии, очень близком к гомотермии. Придонные температуры их в этот момент достигают минимума. Примером такого типа озер может служить Севан.

В конце весеннего термического периода по мере дальнейшего нагрева поверхности озера (особенно в теплые и тихие дни) разность температур поверхностных и глубинных слоев воды нарастает. 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 морфометрическими особенностями озера, степенью нагрева и силой ветра. На этой глубине градиенты температур и плотностей воды достигают наибольшей подпруги по вертикали. В озере устанавливается прямая температурная стратификация, характеризующаяся понижением температуры с глубиной. Озеро делится на вертикальные термические зоны, возникновение которых заканчивается весенний период термического режима.

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

в большинстве озер теплая долина водной массы на термический зим. Для летнего перемешивания озера требуется ветров уже значительной силы. Поэтому ветром перемешивается только сравнительно небольшая верхняя слой воды, в котором устанавливается однородная, более высокая, чем в глубинных слоях, температура. Между теплой поверхностной слоем и холодным глубинным располагается тонкий (от нескольких дециметров

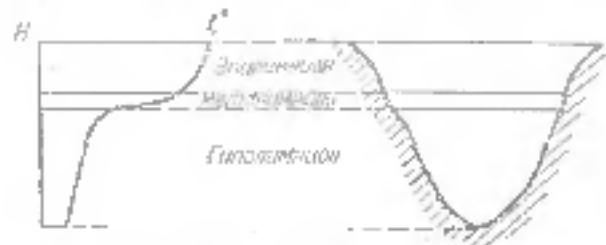


Рис. 26. Вертикальные термические зоны в озере

до нескольких метров) слой разрыва. В этом слое температура резко понижается с глубиной. Таким образом, в озере четко замечаются три вертикальные термические зоны (рис. 23, кривая II и рис. 26). В верхней зоне (э п и р и м н и ю н с), жаркой сильнее двух остальных, температуры по вертикали убывают очень незначительно. Средняя зона (м е з о т е р м и ч е с к а я) 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. Нижняя, относительно холодная зона (г и п о т е р м и ч е с к а я) отличается плавным и незначительным понижением температуры с глубиной.

На первом этапе летнего термического периода вертикальные температурные зоны хотя и существуют, но они весьма неустойчивы. Градиенты температур и плотности воды в слое скачка не настолько велики, чтобы создать достаточно сопротивляемость перемешиванию при сильных ветрах. Слой скачка может опускаться в результате перемешивания на значительные глубины, а в верхних слоях, при наступлении после ветров штилевой погоды, возникает новый слой скачка, уничтожающийся или погружающийся в штиль перед наступлением 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 под другим. Скачки эти весьма неустойчивы и легко уничтожаются при штильных ветрах.

Между метеорологическими условиями весны и прогревом глубинных слоев озера существует тесная зависимость. Если весна теплая и дружная, то в озере (только при слабых вырах) быстро возникает прямая стратификация, илой температурности сгущка располагается высоко (близко к поверхности), глубинные слои воды не успевают прогреться и в июльские месяцы сохраняются низкие температуры.

В случае холодной и затяжной весны температура продолжает оставаться низкой, в глубинные слои успевают проникнуть большие

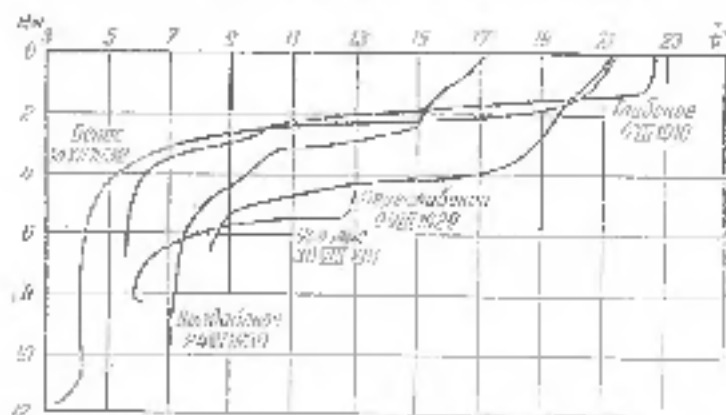


Рис. 27. Прямая температурная стратификация в озерах средней глубины Европейской части СССР (по С. Г. Леонцевой)

количество тепла и воды, подымающаяся летом имеют более высокие температуры.

Положение слоя температурного скачка (металимпниона) связано с особенностями нагрева поверхностных слоев воды, силой ветра и метеорологическими особенностями котловины. 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 приводятся кривые распределения температур по вертикали в различных озерах СССР (по С. Г. Леонцевой).

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

Металимпнион обычно достигает 2—10 м, а в сильно перемешиваемых озерах, как например Сели и Урозеро, 18—20 м. Металимпнион занимает слой от нескольких дециметров

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

В озерах с открытыми, доступными для ветра берегами перемешивание вод сильнее и слой температурного скачка располо-

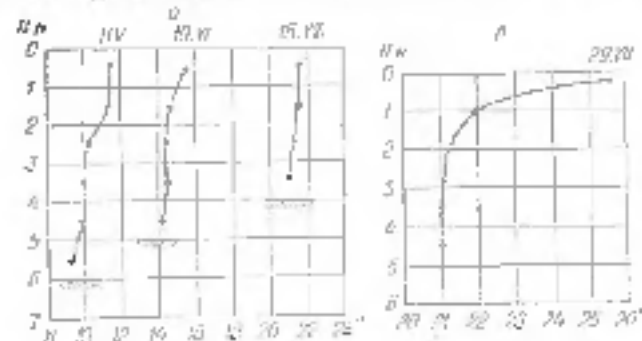


Рис. 28. Распределение температуры воды по вертикали в оз. Селенге летом 1934 г. у пос. Троица: а — при шторме, б — при штиле

жен глубже. В озерах, обладающих большой площадью зеркала при малой глубине, перемешивание сильнее, чем в глубоких

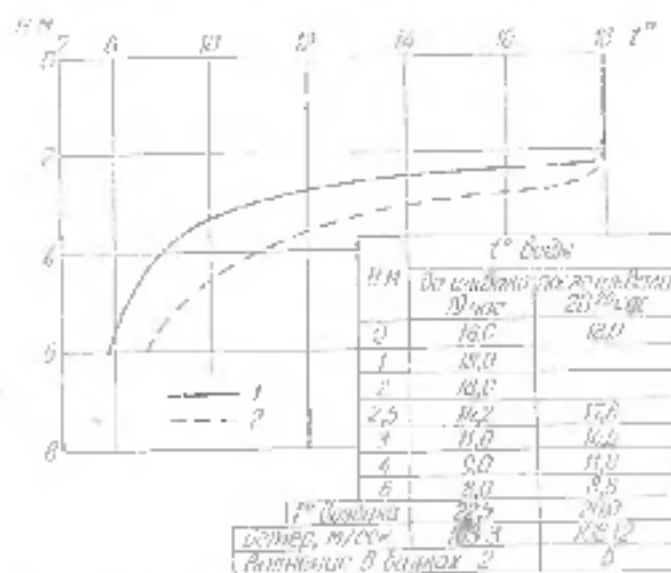


Рис. 29. Изменение положения слоя температурного скачка в оз. Глубовском (Мужикополь обл.) (1940 г.): 1 — до скачка, 2 — после скачка

озерах с относительно малой площадью. Поэтому в мелких озерах слой температурного скачка 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 смешения его вод с водами верхней части гиполимниона (рис. 29).

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

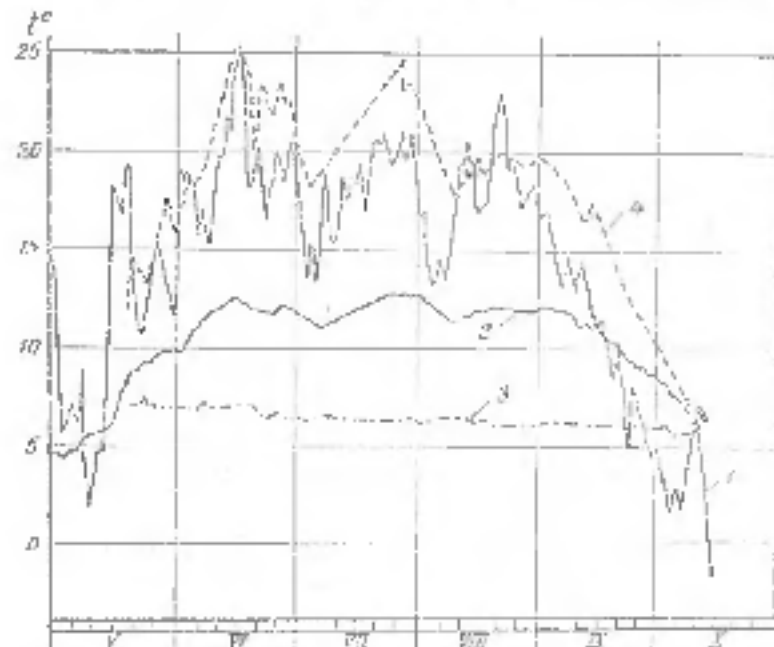


Рис. 30. Графики колебаний средних температур воздуха и воды (оз. Глубокое 1946 г.).

1 — среднесуточная температура воздуха, 2 — средняя температура поверхностных вод озера, 3 — средняя температура гиполимниона, 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 температура гиполимниона почти постоянна в течение всего лета (рис. 30).

Гиполимнион термически изолирован слоем температурного скачка от воздействия атмосферы.

Эпилимнион, металимнион и гиполимнион 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, в нем достаточно благоприятен световой режим и богато развит органический мир.

Металимнион является (благодаря большому количеству градиентов) пригодной для переживания и размножения

Ол непереносимых и для ряда анаэробных организмов. В гиполимнионе озер, достигшие отложения которых богаты органическими веществами, летом ощущается значительный дефицит кислорода, расходуемого на разложение органиче-

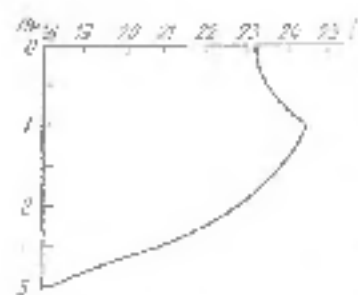


Рис. 31. Мезотермия в оз. Глубокое 26/V—1946 г.

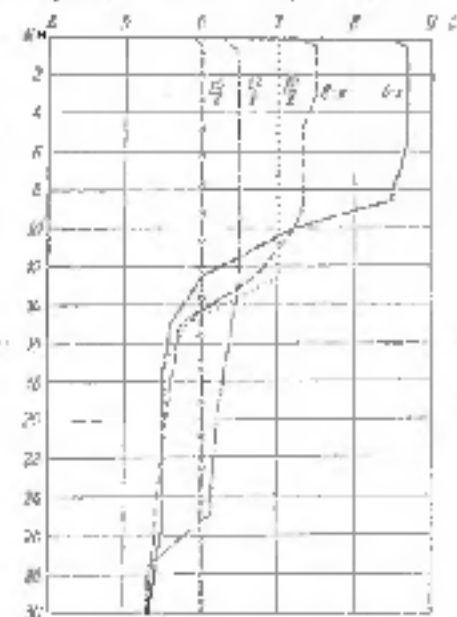


Рис. 32. Изменение температуры воды с глубиной в оз. Глубокое (Максимовский обл.) осенью 1946 г.

ского питания и дыхания подних организмов.

Летом при прямой стратификации в верхних слоях воды озера, утром (реже вечером), особенно в ясную штилевую погоду, наблюдается мезотермия, вызываемая охлаждением поверхностного слоя при сильном излучении и уничтожаемая днем ветровым перемешиванием (рис. 31).

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

¹ Анаэробными называются мелкие организмы, обитающие в водной среде в безкислородном состоянии.

приходою тепла. Это охлаждение некоторое время происходит при наличии прямой температурной стратификации и вертикальных термических зон, которые так же изменяются перемешиванием и перераспределением тепла.

Промежуток времени от начала охлаждения до установления гомогеники, в течение которого летние термические особенности водной массы еще сохраняются, можно считать переходным этапом к осени, назвав его летне-осенним этапом термического режима, аналогично весенне-летнему этапу в период нагрева. Охлаждение поверхностного слоя воды вызывает конвекцию: 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 мезотермия, аналогичная летней мезотермии.

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 ветер может перемешивать большую толщу воды. Благодаря перемешиванию слой температурного скачка погружается, увеличивается мощность эпилимниона и уменьшаются вертикальные градиенты температур в мелилимнионе. Охлаждение эпилимниона и погружение слоя скачка продолжается до тех пор, пока разность температур (и плотностей) воды эпилимниона и гипolimниона не уменьшится настолько, что ветровое перемешивание достигнет дна озера и установится осенняя гомотермия, в период которой водная масса озера представляет собой как бы сплошной эпилимнион.

На рис. 32 приближено распределение температур по вертикали в озере в период охлаждения. При последовательном рассмотрении приведенных кривых ясно обнаруживается слой температурного скачка и уменьшение градиента температур в нем.

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

Гомотермия может возникнуть при самых различных температурах в зависимости 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 оз. Селанг 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 продолжается, нарушаясь (особенно в небольших озерах) прямой стратификацией в отдельные холодные дни, до тех пор, пока температура воды в озере не достигнет величины, близкой к 4°. При этом, сила которой достаточна для перемешивания озера, охлаждение всей водной массы и состояние гомотермии продлевается 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 вод, имеющих температуры, близкие к 4°. Свободная конвекция прекращается. Возникает разность плотностей воды, затрудняющая перемешивание.

В озере устанавливается обратная температурная стратификация кривая (IV; рис. 28), характерная для зимнего периода термического режима.

В мелководных озерах, открытых для воздействия ветра, перемешивание, вызывая поступление тепла из глубин, мешает охлаждению поверхностного слоя воды до 0°; происходит значительная потеря тепла, а для периода замерзания характерны низкие температуры во всей водной толще. Даже на таком крупном озере, как Ильмень, 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 сильном или глупых ветрах теплоотдача идет с самой поверхности воды. Например, в оз. Сандеках (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 выхолодиться к моменту замерзания, и на глубинах температура обычно близка к 4°.

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

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

подводный нагрев воды за счет теплоотдачи дна, продолжаясь вплоть до конца зимы.

Прогрев ощущается сначала только в придонных слоях, затем постепенно распространяется вверх. В Белом море (группа Косицких озер и Масковской впадины), например, с 6. XII — 1928 г. (3-й день после замерзания) до 14. I — 1929 г. температура повысилась на глубине 12 м на $1^{\circ}30'$, на 8 м — $1^{\circ}10'$, на 4 м — на $0^{\circ}50'$ и на 2 м — на $0^{\circ}38'$. Интенсивность прогрева во второй половине зимы уменьшается как вследствие вечеринания запаса тепла в донных отложениях, так и в результате уменьшения разности между температурами дна и придонного слоя воды.

В проточных водоемах часть тепла, поступающего со дна, уходит вытекающей рекой, тепловое дно истощается быстрее и прогрев заканчивается обычно в середине зимы, в 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 обладает некоторыми специфическими чертами, связанными с морфологией котловины. Чем меньше глубина озера и чем большую площадь занимает в нем мелководье, тем сильнее прогревается и дольше время 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 литорали крупных озер начинается в конце лета — начале осени. Поскольку дно в мелких озерах нагревается сильнее, в обмен их водной массой медленнее и идет интенсивнее и продолжительнее. Уменьшение этого прогрева может происходить в результате большой теплоотдачи осенью, понижающей тепловый запас дна.

В глубоких озерах тепловой поток от дна столь незначителен, что не оказывает 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 температуры 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 небольших озерах простой формы. Как вода, так и дно в прибрежной части нагревается и охлаждается быстрее, чем в открытой. В некоторых озерах летней температурой у берегов достигают $12-14^{\circ}$, а в открытой части только $6-7^{\circ}$.

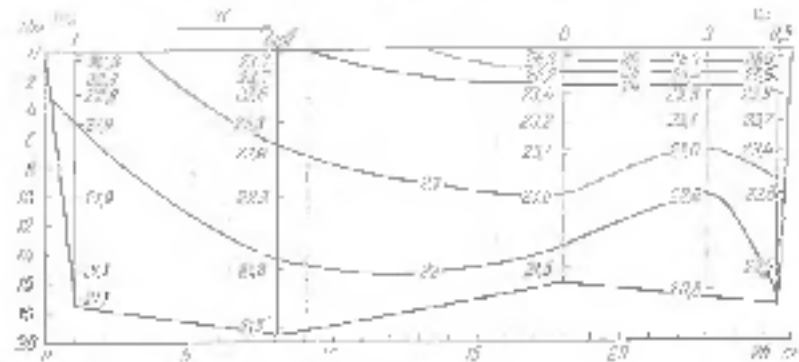
В озерах со сложной котловиной, расчлененной на плесы, температурные особенности отдельных частей могут отличаться весьма резко, особенно весной и осенью. Часто весной и в начале лета, когда в заливах крупного озера уже установилась прямая стратификация и определялись термические зоны, в открытой



Рис. 32. Распределение температуры воды на поверхности оз. Онега в марте и июне (1927—1930 гг.) (по Л. К. Давыдову)

части еще продолжается заморозка. Стенная 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: обратная стратификация, сохранявшаяся от зимнего периода, гомотермия и прямая стратификация.

теплее, а разности температур в нем выше. У противоположного берега конвекционным течением поднимается холодная вода из придонных слоев и слой скачка бывает слабо выражен (рис. 35). После прекращения ветра наклон изотерм в верхнем слое сохраняется, а в нижнем (гипоэвклином) становится аб-



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 раскисляющихся восточных оз. Развела из-за донного колебания температур на поверхности воды — от 28 до 13°, придонные температуры воды 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

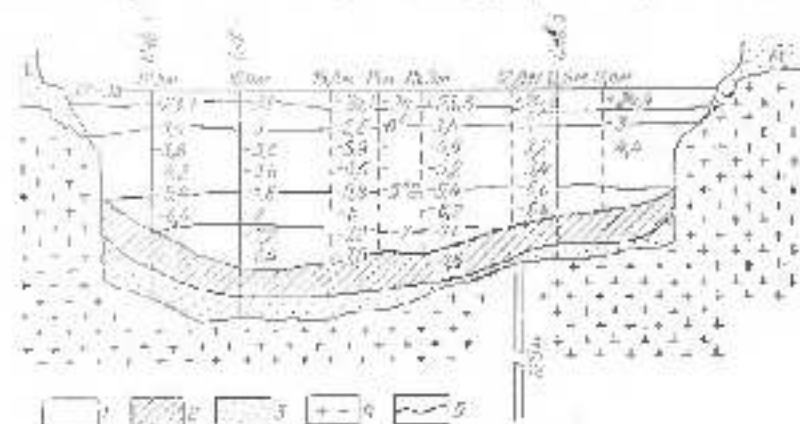


Рис. 37. Термический профиль оз. Развала I/VII—1957 г. (по А. И. Дзеве-Литовскому):
1 — галка; 2 — квадрат кристаллического натрия; 3 — песок и гравий;
4 — кристаллическая соль; 5 — изотерма

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 илсаз — на 30—40°. Из измерений 15/VII—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°, донная вода 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 бывш. Илецкой заповиты — Тузлукском (глубина 0,50—0,65 м), расположенном в 150 м от оз. Развала, температура летом на поверхности 25—30°, температура рапы (под пресной водой) 55—60°, илсаз 67°.

В некоторых минеральных озерах, в которых вследствие резкой 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	‰
зиме 22/IV	0,1	-1° 05	31,3
	4,5	8° 45	153,5
лето 5/VIII	0,1	17° 13	15,1
	4,5	17° 19	58,8

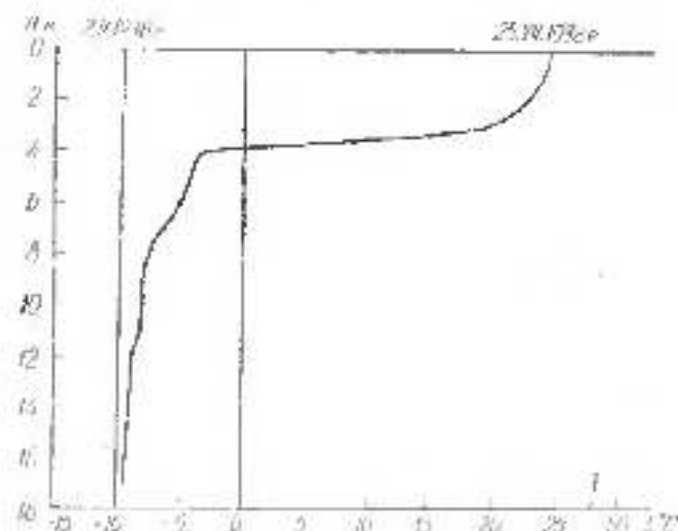


Рис. 38. График изменения температуры воды с глубиной в оз. Развала.

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 экостики началом 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

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 теплоизолирующих слоев):

$$Q = \sum q \sigma. \quad (21)$$

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

$$t_{cp} = \frac{Q}{\sigma C},$$

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

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.

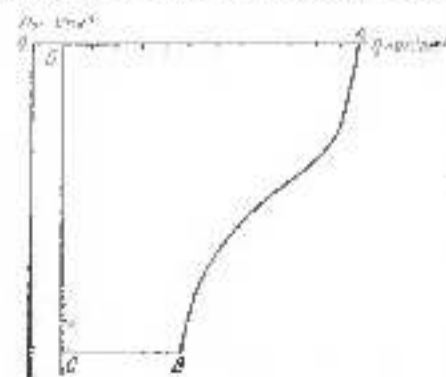


Рис. 40. Схема графического расчета теплозапаса озера

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

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

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° . Одни 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 Носинурой (Noshinura, 1936), подразделившим озера на пять термических типов. По классификации Носинуры, 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

Годовые колебания температуры значительны, вертикальные градиенты температуры значимы, 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 4°. В них хорошо выражены два периода стагнации (летний и зимний) и два периода циркуляции (весенний и осенний).

Температура поверхностного слоя воды у дна в реках и озерах выше 4° только в течение короткого периода летом, вертикальные градиенты температуры знач. и стей температурного скачка есть и возникает, т.е. слабо выражены в распределении ближе к поверхности, циркуляции в большинстве озер наблюдается весной, летом и осенью.

В полярных широтах температура верхних слоев воды всегда ниже 4°, безледный период очень короткий, циркуляция только в разгар лета.

Хетчинсон (Hutchinson, 1957) подразделяет озера по особенностям циркуляции. Он отмечает, что на земном шаре преобладают озера с двумя перекладками циркуляции. Один период циркуляции характерен для тропических (зимой при температуре выше 4°), полярных и высокогорных озер (летом при температуре ниже 4°). Он учитывает явления мигрализации 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 Хетчинсону, монимонимическим (monimolimnion), не подвержен перемещению вследствие большой солёности и плотности воды. Заслугей Хетчинсона является улавливание термины и критерии в классификации озер.

MEMBER SIGNING

Температура замерзания вод природных водоемов, вследствие их минерализации, всегда несколько ниже 0°. В глубинах слыхх сося 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 температуры T_1 до температуры T_2 зависит от глубины слоя (при прочих равных условиях более глубокие слои имеют больший объем и больший теплоемкость) и интенсивности теплоотдачи.

$$d_{1,0}(\tau_2 - \tau_1) = -\pi\tau_1 \quad (22)$$

где $H_{\text{ср}}$ — средняя глубина озера, в температурной воды, τ — продолжительность периода охлаждения.

Для возникновения внутрисодного льда вода должна быть переохлаждена ниже температуры замерзания, обусловленной минерализацией, и в глубинных слоях — также и закислым. Внутрисодный лед образуется только при перемешивании озёрных вод, достаточном для проникновения переохлаждённых частей в глубины и отходе выделяющегося при затвердевании тепла в атмосферу.

Ветер, переформовывая кожу, притягивает также образование ледяного покрова на поверхности озера, способствуя, таким образом, дальнейшему переохлаждению воды и образованию внутриводного льда. Естественно, что в озерах огулыводный лед образуется только до тех глубин, до которых проникает переохлаждение.

В озерах с соленостью более 24,7‰, при достаточном переохлаждении, условия для образования внутриморозного льда более благоприятны, так как температуры наибольшей плотности тем ниже температуры заморзания и холодная вода опускается на глубины конвекцией. Если переохлаждение, при соответствующем переохлаждении воды, достигает двоя (большинство случаев на мелководьях 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 — отдельные массы, на глинистых участках его не бывает. Глубины, на которых встречается донный лед, весьма различны для разных озер и зависят от местных условий; так, на Байкале он обнаружен на глубинах до 2 м, на Ладожском 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 всплывает из глубины. При ветрах сало разрушается, при же охлаждении приближается к поверхности — уплотняется и превращается в ледяной покров. На сале образуются небольшие льдины, при столкновении друг с другом обламываясь, принимают округлую форму и образуются бамчатый лед, отдельные куски которого достигают толщины порядка 10 см и 14,5 м в диаметре. При смерзании и уплотнении дисков бамчатого льда и примерзании к ним шуги всплывают отдельные плавающие льдины и ледяные щипы. У берегов в результате быстрого интенсивного выхолаживания образуются *забереги*, большей частью состоящие в первый период из смерзшегося сала. Заберега наиболее интенсивно возникают в приливных от ветра востях (в бухтах, за зарослями макrophyтов и т. п.). При сильных ветрах заберега плазмиваются, частью нагромождаются на берега и при последующем смерзании приобретают гористый неровный характер. На берегах и заберегах крупных озер, для

которых характерны глыбовые волшение, в период льдообразования возникают особые формы прибрежных льдов. К ним относятся налеси — оледенение охлажденных берегов и прибрежных скал во время приливов, возникающие ранние образования льда на поверхности озера: ледяные валы на стиснутых берегах («рупасы» Ладожского озера, «козлы» Байкала), заберегах или прибрежном льде («юмы» на льду Печенгского озера из нагромождения льдин позднее замерзающего Чудского озера);

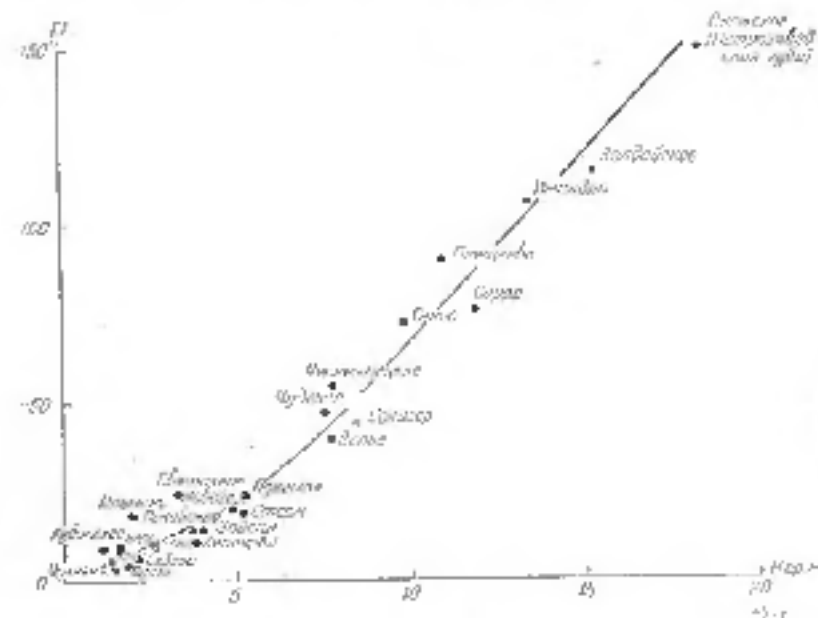


Рис. 41. График зависимости суммы отрицательных температур воздуха, необходимой для замерзания озера ($\Sigma t_{\text{н}}$) от его средней глубины ($H_{\text{ср}}$) (по В. В. Пыляеву)

высота валов достигает 1,5–3 м; ледяные шары (Байкальский «подобивание») и ледяная галька — округлая галька из льда, выходящая на поверхность озера. Дальнейшее выхолаживание озера приводит к нарастающим заберегам в сторону от открытой части озера. К ним примеряет сало и плавающие льдины: озеро покрывается сплошным льдом.

Формирование ледяного покрова и сроки ледостава зависят от теплозапаса озера, интенсивности теплоотдачи водной массы, связанной с ветром, 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

$$\tau = \frac{H_{\text{ср}} \rho_0}{\sigma} \quad (23)$$

Расчет сроков ледостава может быть проведен со суммой отрицательных среднесуточных температур воздуха предположительного 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, особенно преобладают все остальные потери тепла, пропорциональны разности температур воды и воздуха, и скорости ветра в период охлаждения, при расчетах сроков ледостава необходимо учитывать скорость ветра. В зависимости от теплозапаса озера, интенсивности охлаждения воды и метеорологических условий периода льдообразования, промежуток времени между первым ледовым явлением и ледоставом сильно варьирует как на различных озерах, так и на одном озере в отдельные годы. Малые мелководные озера могут замерзнуть в течение одних суток. На средних и больших мелководных озерах между первым ледовым явлением и ледоставом проходит 3–5 до 15–20 суток. Центральные части крупных глубоких озер в течение длительного времени (до 45 и более суток) после замерзания внутренних и прибрежных участков остаются открытыми, а в годы с мягкой зимой или при сильных острох не замерзают совсем.

На крупных озерах южных районов СССР сплошной ледяной покров устанавливается сравнительно редко (например на оз. Саян в течение 100 лет 8 раз). На ряде озер бывают примечательные случаи ледостоя, сопровождаемые вскрытием и полным замерзанием. Временные ледостоя чаще бывают на мелких озерах с малым теплозапасом и малой тепловой инерцией. Повторяемость их больше на юге и западе территории СССР; на севере и северо-востоке они редки.

Озера разных размеров (по площади, объему, глубине) даже в одних и тех же географических условиях будут иметь различные теплозапасы и в одинаковой степени подвергаться воздействию ветра. В связи с тем ледовые явления на озерах одного и того же района отсчитываются в разное время. Так например, сроки ледостава на Валдайском озере и оз. Селитер отличаются друг от друга на 8–32 дня, на озерах Пача и Вокже — до 25 дней. Построить графическую зависимость между фазой ледовых явлений близлежащих озер (рис. 42), как показал Н. В. Молчанов, можно только в отдельных случаях.

Метеорологические условия периода заморозки зависят от их влияния на величину теплообмена, 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 замрзает не раньше, чем больше его теплозапас и, во-вторых, к моменту замер-

за, который в дальнейшем, сменяясь с сходом, опять льдом заберется и шугой, участвует в формировании ледяного покрова. В зависимости от условий заморозки и последующего зимнего нарастания озерный лед может иметь различную структуру.

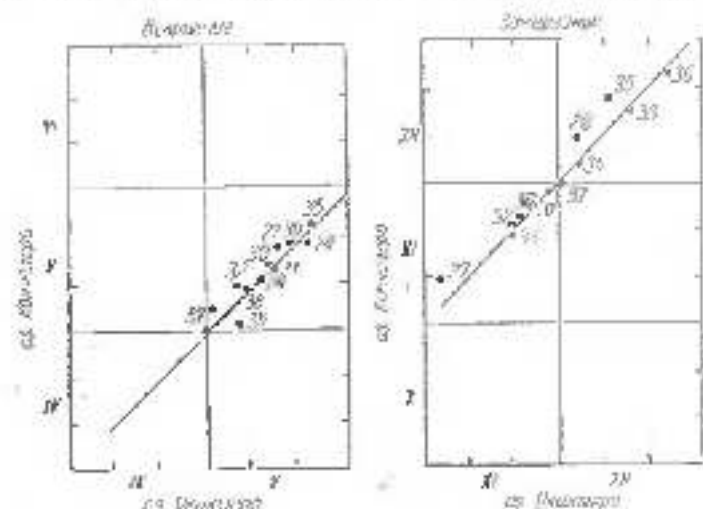


Рис. 42. Графики связей дат заморозки и дат вскрытия озера (по И. И. Молчанову). Покрыт льдом — годы 1927, 1957, 1960 и т. д.)

зания и водной массе останется малый запас тепла и зимние температуры воды будут низкими. Если то же самое озеро будет замрзает при штатной погоде, то теплоотдача произойдет только из поверхностного слоя, который относительно быстро выхолонет до температуры заморозки, но подтаять тепло из глубины. Озеро замрзает раньше и после льдом сохранится значительный теплозапас. В озерах приливной формы заморозание идет концентрически, концентрическими участками от берегов в середине (рис. 43). При сложных очертаниях куполов сроки заморозания отдельных частей водоема могут весьма сильно отличаться друг от друга.

Снег, падающий на поверхность воды, ускоряет заморозание, поскольку охлаждает: поверхностный слой озера и в воду попадают тонкие ядра кристаллизации. Понадея в воду, замесную температуру около 0°, снег образует аморфную массу — сн-е-

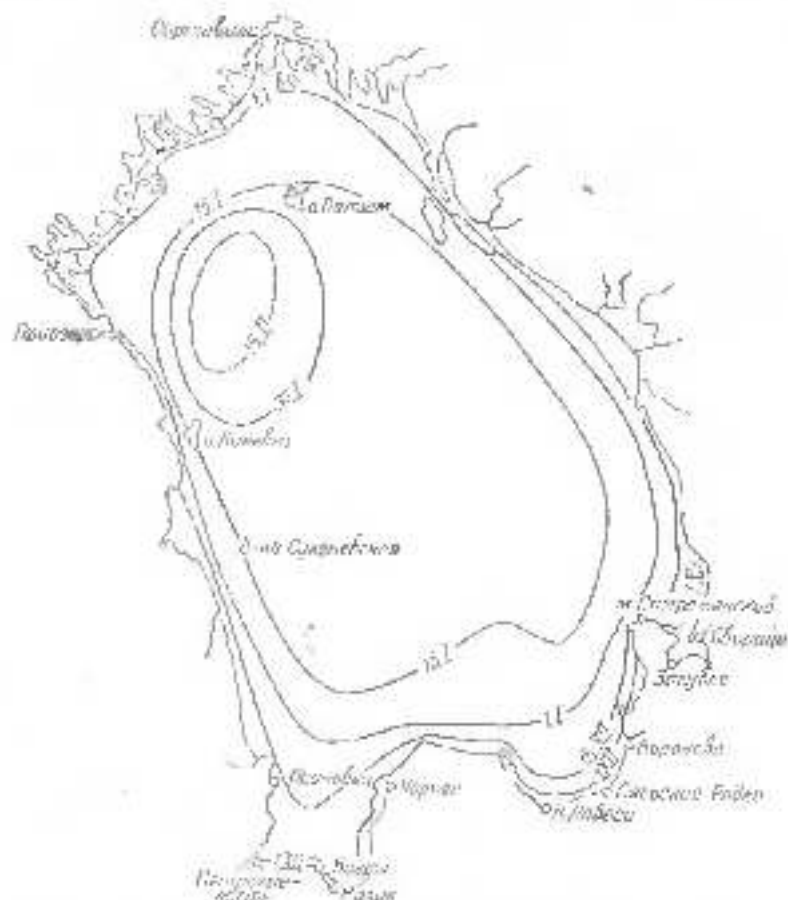


Рис. 43. Схема заморозания Ладожского озера при средней метеорологической обстановке (по И. И. Молчанову)

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

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

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

1. **Водный (оверводный)** прозрачный лед кристаллической структуры, обычно с включенными пузырьками газа, образующийся при спокойном замерзании озера.

2. **Водно-снеговой (пеллус)** — мутный, неоднородный непрозрачный лед, возникающий в результате смерзания пропитанного водой снега. Образуется на поверхности кристаллического льда при выходе воды по трещинам и смерзании выпавшего на лед снега или при смерзании снегуры. Вблизи к нему по структуре зернисто-шуговой лед (смерзается шуга), возникающий при сильном волнении и пережизивании. В зернисто-шуговой лед часто включены частицы дождевых отложений (ил, дерит, песок) и куски льда других видов.

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

На озерах образуются различные формы ледяного покрова, обычно включающие несколько видов льда. С волнением связано образование банального льда из смерзшихся оваловых льдин, возникающих термом, достигающих значительной массы. Для озерного льда в большинстве случаев характерна слоистость. Слоистый лед образуется нарастанием зернисто-шугового, водно-снегового и снегового льда поверх водного льда или в результате прижимания льдин друг к другу ветром и волнением.

Образовавшийся на озере ледяной покров в дальнейшем подвергается 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 плотность льда увеличивается:

Температура	Плотность льда
0°	0,912
-10°	0,919
-20°	0,926

Резкие колебания температур происходят вследствие малой теплопроводности льда только в его верхнем слое. Сжатие льда при похолодании приводит к образованию трещин. Малые трещины возникают только в поверхностном слое льда под влиянием суточных колебаний температур. Значительные трещины, прорезывающие всю толщу льда, связаны с устойчивыми похолода-

ниями или потеплениями, вызывающими деформации всего ледяного покрова. В случае похолодания верхний слой льда испытывает сжатие, и ледяной покров стремится изогнуться вверх, при потеплении (расширении верхних слоев) — вниз. В результате возникает напряжение и разрыв льда. Образование трещин особенно интенсивно при резких колебаниях температуры и сопровождается сильным шумом. Термические колебания плотности льда соленых озер меньше, чем пресных, и зависят от вида возмущающего фактора. Влияние теплопроводности роли снега термические деформации льда, покрытого снегом, малы.

Под воздействием ветра на крупных озерах нередко происходит разрывы ледяного покрова с последующим ветровым перемещением (дрейфом) части его и наведением льда на берега или на другие участки ледяного покрова; возникают торосы. Трещины возникают и при колебаниях уровня озера. Понижение уровня вызывает оседание массы льда на берега и разрыв его на границе осевшего и плавающего льда. Особенно значительны также деформации на водохранилищах при значительной работе. Перегрузка льда обычно вызывает трещины, также может привести к прогибу его и трещинам.

Наращение льда зависит от разности между теплопотоком, поступающим из воды к нижней поверхности льда, и теплопотоком через лед в атмосферу:

$$\frac{dh}{dt} = \frac{1}{L_0} (Q_n - Q_a), \quad (24)$$

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

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

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

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

$$h = \sqrt{h_0 + \frac{2\lambda}{\rho L} (-t)}, \quad (26)$$

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 (30 ккал/г), ρ — плотность льда (0,918).

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

$$h = 3,56 \sqrt{\sum t_i} \quad (27)$$

широко применяемую 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 суммы средних отрицательных температур ($\sum t_i$) воздуха и толщины льда (h в см) для Рыбинского водохранилища. Треугольник — расчетная, кружок — фактическая толщина льда.

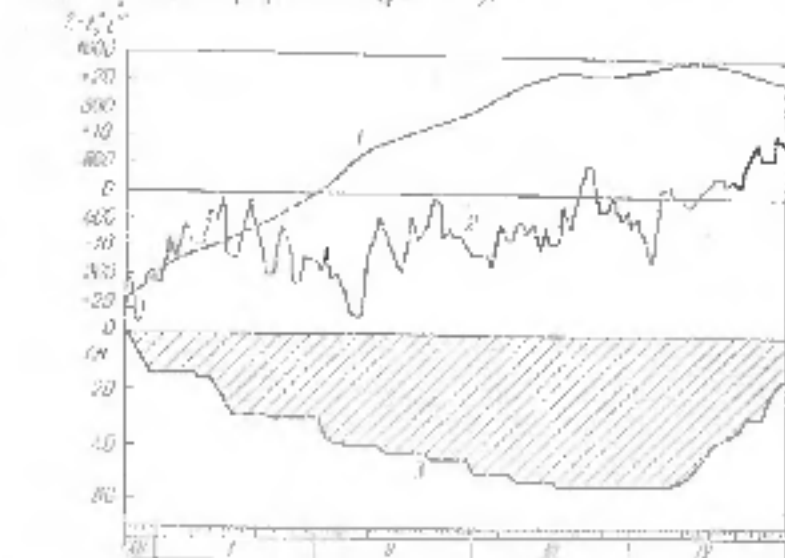


Рис. 45. Изменение толщины ледяного покрова Онежского озера зимой 1940—1951 гг. и ниже водонепроницаемого слоя Калуженцы (по Н. В. Молчанову): 1 — сумма отрицательных температур, 2 — температура воздуха, 3 — толщина ледяного покрова.

Рядом исследователей приведены формулы, аналогичные формуле Ф. И. Бидина, в следующем виде

$$h_a = a(\sum t_i)^n; \quad (28)$$

а и n находят эмпирически.

Такое, например, формула В. В. Листовича:

$$h_a = 1 \sum t_i^{0,55}. \quad (29)$$

На рис. 45 показано изменение толщины льда в ход сумм отрицательных температур.

Снег, выпавший на поверхность льда, играет роль теплоизолятора, благодаря весьма малой теплопроводности (0,00015—0,00027). Теплоизолирующая роль снега хорошо характеризуется при сравнении ходов температур по льду при наличии снежного покрова и без снега (рис. 46).

Об этом же свидетельствуют 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—1950 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 (28) заменяется теплопровод-

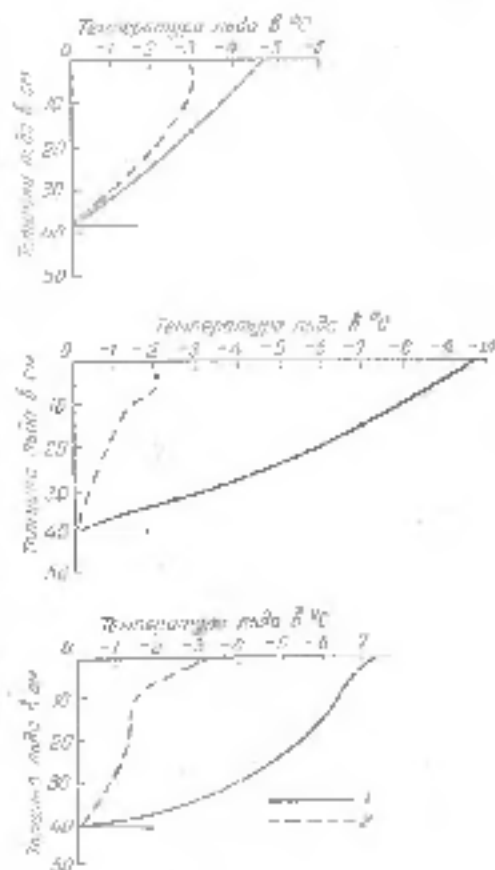


Рис. 46. Графики распределения температуры по вертикали по льду (по С. Н. Крикуну, М. Ф. Менделю и К. И. Росовскому): 1 — без снежного покрова, 2 — со снежным покровом.

остаток снежно-ледяного покрова:

$$\lambda_{\text{ав}} = \frac{\lambda_f}{1 + \frac{\lambda_f}{\lambda_c} \frac{h_c}{h_f}} \quad (30)$$

Нарастание льда идет наиболее интенсивно в первый период после заморзания, когда толстый лед и снег пропускают теплопоток, более значительный, чем тепло, поступающее из воды и нижней поверхности льда. С утолщением 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 0,09 своей толщины. При выпадении на поверхность льда большого количества снега, ледяной покров погружается в воду. Вода, выступающая из под льда по трещинам, пропитывает снег, который, смерзаясь, образует водо-снеговой лед. Всегда существует определенное соотношение между толщиной льда (h_f), толщиной неэталонированной водой снега (h_c) на льду и плотностями снега (ρ_c):

$$h_c = \frac{0,09 h_f}{\rho_c} \quad (31)$$

К весне плавучесть льда в связи с увеличением в нем пустот возрастает, соответственно возрастает и толщина снега, не припавшего к воде. Толщина льда на озерах СССР колеблется от нескольких сантиметров в районах с неустойчивой и мягкой 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 взламывает и размывает ледяной покров, ускоряя его таяние. К механическим же воздействиям можно отнести вынос льда вытекающими из озер реками. На малых озерах вскрытие и очищение от льда происходит почти исключительно за счет притока тепла: лед тает из моста. На крупных озерах усиливается роль ветра, наблюдается ледоход (дрейф льда), а на некоторых из них и вынос льда вытекающими реками. На некоторых озерах и особенно на водохранилищах существенную роль играют колебания уровня, способствующие разрушению ледяного покрова. Вскрытие и таяние 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), связано с мощностью и термическими свойствами этого покрова. Эта энергия

может быть выражена уравнением:

$$L (q, h_f - q_c h_c) = \sum \sigma \tau = Q_{\text{ср}} + Q_{\text{из}} + Q_{\text{ис}} + Q_{\text{из}} + Q_{\text{из}} \quad (32)$$

где L — скрытая теплота плавления льда, q_c , q_f — плотность льда и снега, h_f , h_c — мощность льда и снега, σ — теплоотдача снежно-ледяного покрова, τ — время, прошедшее для таяния.

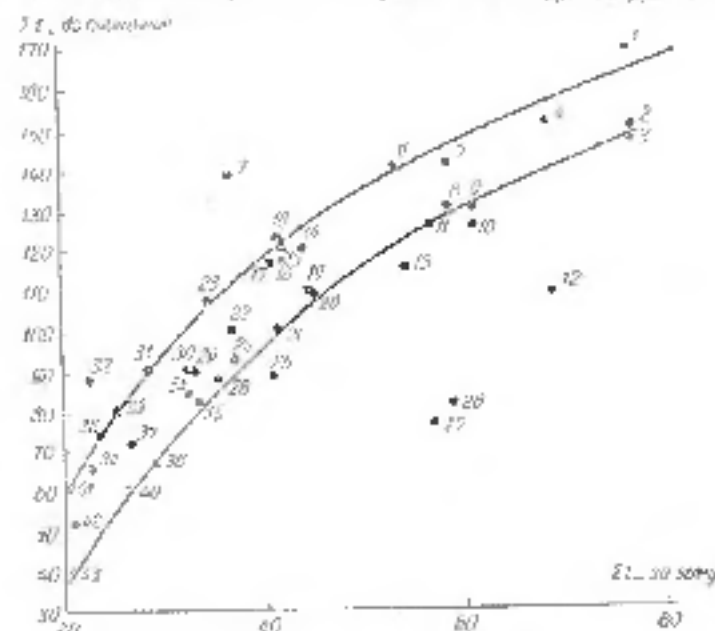


Рис. 47. График связи сумм среднемесячных положительных температур воздуха (Σt_+) на день окончания озера от льда и сумм отрицательных среднемесячных температур воздуха за зиму (Σt_-) (по В. П. Пестровскому).

Цифры у точек озера: 1 — о. Большое в Западной Сибири, 2 — Сараток, 3 — Б. Чалы, 4 — Айкей (г. Зайсан), 5 — Колозеро, 6 — Нямара (Хибин), 7 — Онежское (Петрозаводск), 8 — Пеласозеро, 9 — Умозеро, 10 — Лопозеро, 11 — Нямара (Завенск), 12 — Зайсан (Голландия), 13 — Кудозеро, 14 — Воже, 15 — Илимское, 16 — Кузнецкое, 17 — Белое, 18 — Онежское (Повенец), 19 — Чулымское, 20 — Леза, 21 — Пеласозеро, 22 — Перо, 23 — Волдырьское, 24 — Ситозеро, 25 — Пеласозеро, 26 — Пушозеро, 27 — Муромское, 28 — Белозеро, 29 — Велье, 30 — Селитер, 31 — Намань, 32 — Луночки, 33 — Самро, 34 — Озеро, Габинское, 35 — Пело, Дрездине, 36 — Келлерен, 37 — Сибери, 38 — Пеласозеро, 39 — Селитер, 40 — Черемшечье, 41 — Оглонно, 42 — Осино, 43 — Вильянди.

$Q_{\text{ср}}$ — поглощенная льдом и снегом суммарная солнечная радиация, $Q_{\text{из}}$ — эффективное излучение, $Q_{\text{ис}}$ — тепло испарения и конденсации, $Q_{\text{га}}$ — 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 несимультанно¹. 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 другой группой соленого состава 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 своего охлаждения характеризуются инверсионной стоей, 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 диссоциированием, например $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, имеют при прочих равных условиях более высокие температуры замерзания, чем воды, содержащие соли, практически полностью диссоциировавшие (хлориды, сульфаты). Для минерализованных морже-

вых можно построить графические зависимости температуры замерзания от солености их вод (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 штиля и постепенного понижения температуры, кристаллы во льду имеют форму игл, ориентированных вертикально; плоский уселекает ствол и воду и соленость льда повышается. При быстром замерзании, связанном с резким падением тем-

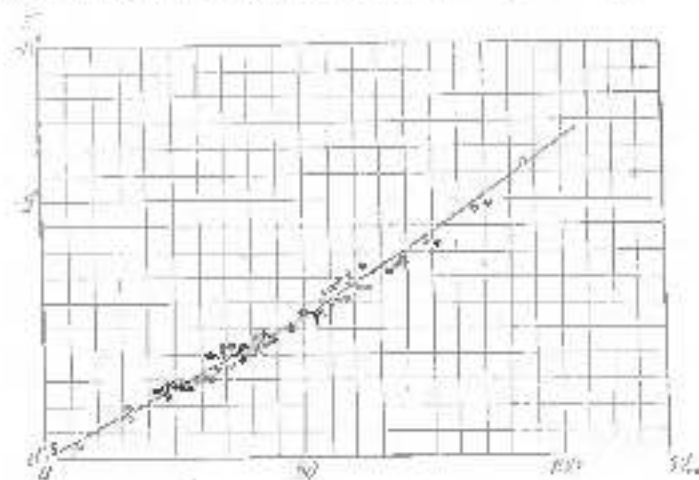


Рис. 49. График зависимости температуры замерзания рассолов (t_z) от их солености ($S_{\text{‰}}$) в из. Галина (ДРФ)

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

t	-16°	-5°	30°	-10°
$S_{\text{‰}}$	5,84	8,01	8,77	10,2

По данным И. 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 перемешивании, 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 ледолазоведов. «Гр. ГГН», 1957, вып. 67.

На морской воде и близких к ней растворах карбонат кальция выпадает при температурах, несколько ниже температура 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 во льду морей и минеральных озер наблюдается вертикальное расслоение по минерализации и солевому составу. Карбонаты и сульфаты, выпадающие при сравнительно высоких температурах, концентрируются в верхнем слое льда, раствор хлоридов стекает в его нижние слои и частично в воду. Со стеканием части раствора хлоридов в воду связана несколько уменьшенная соленость в нижнем слое льда.

Своеобразие иллюстрируется данными по минерализации (с преобладанием сульфатов) оз. Шира в Хакаской АО, полученными в марте 1958 г. экспедицией географического факультета МГУ. Соленость в поверхностном слое льда этого озера достигала $9,5\%$ и падала до $4,9$ — $4,8\%$ в слое $0,5$ — 1 м. Содержание хлоридов возрастало от 14% глубин онов у поверхности льда до 19% на глубине $0,5$ м и далее оставалось почти постоянным; количество сульфатов падало от 64% на поверхности льда до 76% на глубине $0,5$ м и 75% на глубине 1 м. Соль на поверхности льда содержала 85% сульфатов, 13% карбонатов и всего 3% хлоридов.

При низких температурах поверхностный рыхлый шммерзает, превращаясь в криогидрат — смесь кристаллов льда и солей, часто образующую на поверхности льда небольшие белоснежные кустики — «ледяные цветы». Они, разрушаясь, превращаются в солевую пыль, легко уносимую ветром на значительные расстояния. При понижении температуры часть солей, вытесненных на поверхность льда, переходит в рассол, утяжеляя лед.

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

дата	21.11	29.11	23.12
$S_{\text{ср}}$	3,82	2,48	3,38

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

воды распределяются, концентрации солей у дна продолжается. Так, на оз. Шира в первую половину зимы 1957/58 г. соленость воды под льдом в слое до 11 м была $20,1$ — $20,8\%$; к апрелю слой воды до глубины 11 — 13 м равномерно засолится до $21,9\%$, вследствие циркуляции и стекания рассола, в слоях глубже 13 м соленость была к весне в пределах 22 — 24% .

Известны попытки изменения концентрации рассолов естественным вымораживанием с целью добычи солей.

Ледовые выходы на водохранилищах, в большей степени чем на озерах, зависят от термического и механического воздействия вод притоков (особенно при наличии 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. Зависимость происходит из-за различия в скорости скоростях течения, зашумленных от аэра, разнине, чем в открытой действию ветра и излучений быльший теплозапас центральной части водоема. Так, на Шекснинском и Мелояском плесах Рыбинского водохранилища охлаждение воды до 1° и ледовые явления 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 взламывается и возникает помывка, характерная, например, для южной части Шекснинской горловины Рыбинского водохранилища. Волжский отрог льда же водохранилища замерзает позже центральной части вследствие поступления более теплой воды от Ульяновской ГЭС. Очищение ото льда верхних участков водохранилища, где вода в результате зимней работы изливается в речные берега, происходит в сроки, близкие к срокам рек в бытовых устьях. В приплотинных и центральных частях очищение ото льда запаздывает 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 и температура сбрасываемых из верхнего бьефа вод. Поддержание ледяной крошки в нижних бьефах ГЭС осуществляется в течение зимы значительные колебания в связи с метеорологическими условиями и полусезонной воды: продвижение крошки в сторону плотины происходит при похолодании и при увеличении паводков, отступание крошки — при оттепелях и увеличении расходов воды. В нижнем бьефе Щербакимской ГЭС.

* См. Н. А. Вирманов, Н. С. Спирин и Е. С. Телентюк. Концентрация солей в растворах естественным вымораживанием. «Тр. океанологической лаборатории, Моск. науч. центр. ин-та географии АН СССР», 1957, вып. XV, ч. II.

* См. С. Е. Тачалов. Методика противоледных мероприятий на Щербакимской ГЭС. «Тр. ГИИ», 1957, вып. 66.

по наблюдениям 1911—1953 гг., продвижение крошки в сторону потока 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

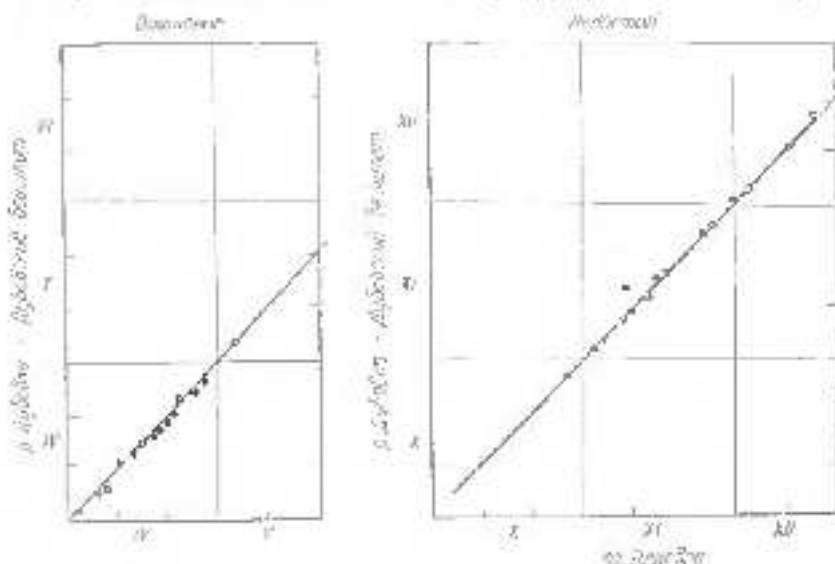


Рис. 48. Графики связи ледяных плывов на озерах и реках (по И. В. Молчанову)

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 озер 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. 1, 1951 (русская ГИД).

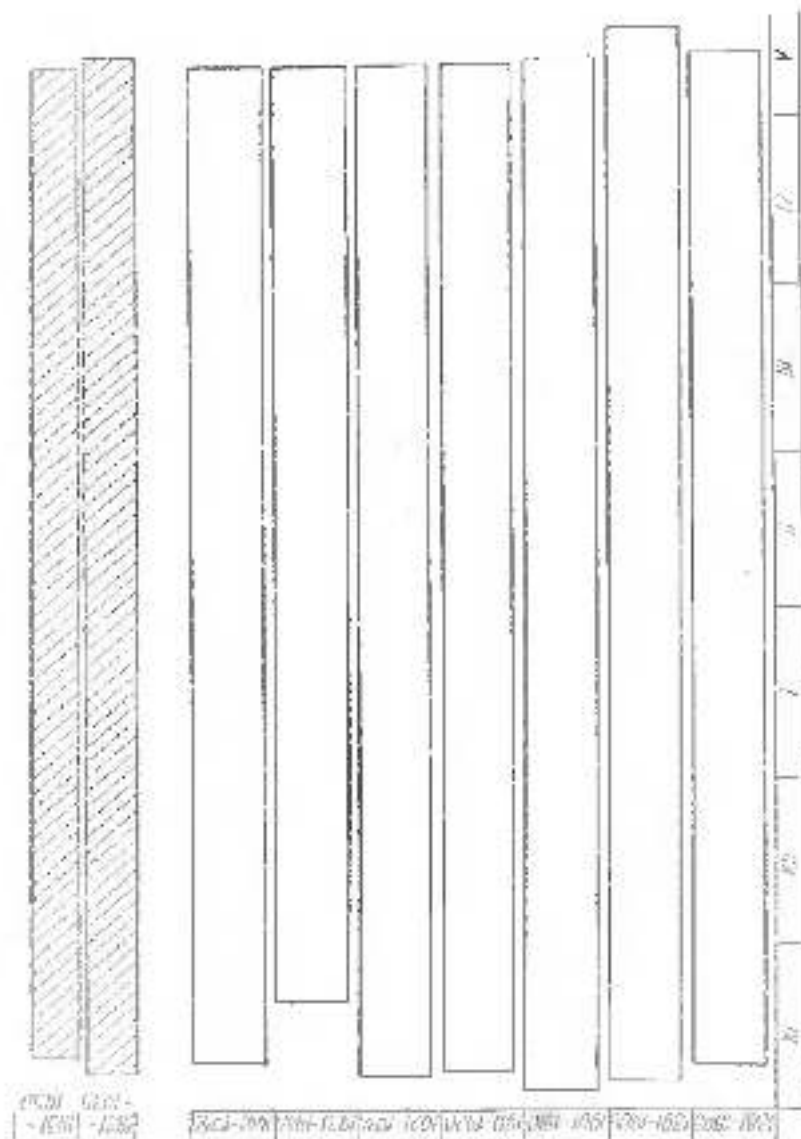


Рис. 51. Длительность ледостава на Байкале (по данным И. В. Молчанова)

она может достигать 120 дней, в датах окончания ото льда — 113—115 дней. Ледовый покров на озерах в один год наступал раньше, чем на реках, в другие — позже. Так, например, ледостав на оз. Пялино наступал в один год на 6—15 дней раньше, чем на реках Нерис и Трубеж, в другие — на 5—8 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 Рыбинском водохранилище, р. Волге (на участке Ярославль—Кострома), малых озерах (Оро, Глубокое, Галичское) и оз. Босая 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) ледостав 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 на речных участках водохранилища (24/IV), затем на малых озерах (30/IV) и в центральной части водохранилища (1/V).

По имеющимся материалам наблюдений можно заключить, что ледостав 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), а прекращение — 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 тепловые массы. На ход изолиний оказывает влияние и рельеф. Крупные озера дают существенное отражение излучений 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 тепловых масс. Для характеристики этих вариаций на рис. 51 приведены периоды ледостава на Белом озере по десятилетиям. Даты ледовых явлений более устойчивы в условиях континентального климата и испытывают значительные колебания в районах с морским климатом (запад, северо-запад и юго-запад Европейской части СССР).

ЛИТЕРАТУРА

- Богословский П. П. Озерничество России. Глубокое озеро в ледовый период. «Допр. геогр.», сб. 26, 1951.
Богословский В. Б., Мухоморов С. Д. Очерки по озероведению. Изд-во МГУ, 1955.
Браунский А. П. и Вилунов В. А. Нормы испарения с поверхности водохранилищ. Гидрометеоиздат, М., 1954.
Давыдов В. К. География СССР, ч. II. Изд-во ЛГУ, 1955.
Зайков В. Д. Испарение с водной поверхности прудов и малых водохранилищ на территории СССР. «Тр. ГИ», 1949, вып. 21 (78).
Зайков В. Д. Озера на озероведении. Гидрометеоиздат, М., 1955.
Зубов Н. Н. Морские льды и льды. Гидрометеоиздат, М., 1935.
Кредин В. С., Менделеев Ф. и Расселов К. В. Значение термических режимов водохранилищ, рек и каналов. Гостехиздат, М.—Л., 1947.
Ленинград С. Г. Жизнь озер. Сб. «Жизнь пресных вод СССР», т. III. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1950.
Молчанов И. В. Онежское озеро. Гидрометеоиздат, М., 1946.
Пятровский В. В. Расчет сроков ледостава и вскрытия от льда озер в водохранилищах. Гидрометеоиздат, М., 1955.
Россолимо Л. Л. Термика Каспийских озер. «Тр. Каспийской биол. станции», вып. 10. Гидрометеоиздат, М., 1950.
Россолимо Л. Л. Температурный режим оз. Байкал. «Тр. Байкальской биологич. станции», т. XVI, М., 1957.
Шенников А. Н. Онежские льды и ледовый озерный Кучук. «Тр. ГИ», 1941, вып. 11.
Unger E. A., Jund G. Solar radiation auf inland lakes. Fourth report. Observations of 1931. Trans. Wisconsin Acad. Sci. etc. Vol. 27, 1932.
Holtz W. Grundzüge einer vergleichenden Seekunde. Berlin, 1923.
Kittner F. Studien der Limnologie (Hudebiologie 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 слоев 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, цвет и цвет на различных глубинах.

Инд прозрачностью природных вод условно понимают 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 грани слоя (I_0) к напряженности ее на нижней границе того же слоя (I_1):

$$P = \frac{I_0}{I_1}.$$

Коэффициент прозрачности определяется по наблюдениям с помощью фотометров или пираниметров (подводных пирометров).

Цвет воды определяется по шкале Форези — Уэлс — Шокальского, — набору пробирок с растворами различной окраски, с которыми сравнивается исследуемая вода. В окраске растворов дан постепенный переход от интенсивного синего цвета (№ I) до темно-коричневого (№ XXI). Для определения цвета также применяется платиново-кобальтовая шкала, нулевое 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.

Осциллографический метод характеризует количество 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 поглощается видимая 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. Харвези):

Цвет	Средняя длина волны, мμ	Коэффициент поглощения на 1 м
Фиолетовый	415	0,08
Фиолет	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 поглощается водой длинноволновая (красная и желтая) часть 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 обусловлен 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 придают 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 малыми потерями. В источке рассеянного света, выходящего 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 водой, рассеивая и поглощая свет еще более 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 проникновения не превышает нескольких метров.

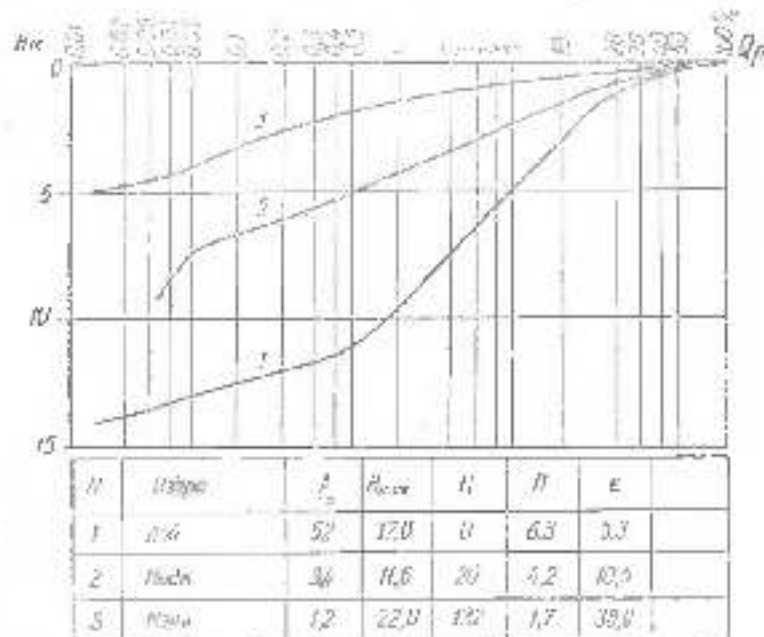


Рис. 12. Проникновение света в воду озер (по Бердау и Джезу). Q — солнечная радиация, проникающая в глубину воды (% от падающей на поверхность озера); H — глубина, м; I_0 — интенсивность света в 0 м; I_{max} — максимальная глубина в м; I_1 — интенсивность света в 1 м; I_2 — интенсивность света в 2 м; I_3 — интенсивность света в 3 м.

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 сильнейшему рассеиванию, до значительной глубины не доходят. С увеличением мутности возрастает и цвет воды. При большом количестве взвеси интенсивному рассеиванию подвергнутся не только синие, но и зеленые лучи, доля их в падающем из воды свете увеличится и вода примет 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 планктон, содержащиеся в воде, придают ей ту или иную окраску в зависимости от их собственного цвета.

На рис. 52 представлено проникновение солнечной радиации в глубины 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 (% от I_0) в водах Северозерновского озера (по Бердау и Джезу)

Озеро	Цветность*	Глубина, м	Длина волны, м					
			300 —400	400 —450	450 —500	500 —550	550 —600	600 —800
Дальнее	0	1	14	20	16	20	10	12
		2	13	20	21	24	11	8
		3	11	21	25	23	13	4
		7	8	22	30	27	13	—
		9	3	21	38	30	7	—
Малое	20	1	4	10	19	22	24	28
		2	—	7	13	24	30	17
		3	—	3	9	30	30	19
Малое	125	1	—	3	3	12	28	54
		1,5	—	—	2	8	30	55
		2	—	—	—	6	40	56

* По стандартно-бальневой шкале.

Как видно из приведенных данных, в озерах с мутной водой (св. Малое) проникновение радиации ограничивается несколькими метрами, в то время как в воде озера с значительной прозрачностью и малой мутностью (св. Дальнее) 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 (рассеивает более 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 Фореда) отличается вода оз. Иссык-Куль; синей водой (№ III—III) обладает и оз. Саян. Озера с более мутной водой имеют зеленый цвет. Примером может служить Теленское 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, Сегозеру и ряд малых озер), обусловлен содержанием железа и его водах ионы кальция, железа. Гуминовые вещества, содержащиеся в воде даже в небольшом количестве, значительно меняют 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 взвесей, водоемы, лежащих среди болот, и воды большинства лесных озер отличаются желто-бурой, бурой и коричневым цветом. В период цветения (массового развития планктона) вода может приобретать самые различные оттенки. Бурые цвета бывают при широким слое-зеленым водорослями; желто-коричневый — при развитии диатомовых, малиновый и красный — при развитии некоторых видов бактерий.

Цвет воды в различных частях одного и того же озера может значительно различаться в связи с режимом водосей, замучиванием отложений со дна, стоком с берегов, развитием органической жизни.

Цвет воды зависит в первую очередь 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 Фореда)
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 стоке. В прибрежных участках вода приобретает желтый, зеленый или бурый оттенок. Цвет воды открытой части Байкала, при высокой прозрачности, синий,

в районе устья Селенги — серовато-зеленый и бурый. Вода в открытой части Тельского 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 — в 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. Каким образом прозрачность 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 бассейнов, а также в мелководных озерах, где илы легко взмучиваются со дна, прозрачность невелика. Например, наибольшей прозрачностью воды оз. Переславского — 8,7 м, оз. Белого (под Москвой) — 3,3 м. В некоторых озерах она падает до 0,3—0,5 м. Наибольшая прозрачность наблюдается вдали от берегов. В прибрежных участках она часто понижена из-за взмучивания отложений со дна, обильной 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 до 10 м в течение года
(по Л. А. Пастухину)

	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 (Москов.)	—	2,3	2,0	1,5	—	0,6	0,3	0,4	1,0	2,0	—	2,5

¹ См. Н. В. Молчанов, Онежское озеро, Гидрометеоиздат, Л., 1946.



Рис. 53. Схема распределения прозрачности воды в Онежском озере (по И. В. Малинову)

В этих озерах наибольшая прозрачность наблюдается зимой, наименьшая — во время половодья и в период цветения.

Для развития водной растительности, а следовательно, и для многих биотических, химических и гидрологических явлений в озерах, связанных с ней, определяющим является количество света в количестве, достаточном для фотосинтеза. О проникновении таких количеств света на глубины можно судить по распространению водной растительности на дне озер. Так, в озерах с прозрачной водой (Савонг, Телеское) растения обнаруживаются на глубине 30 м, в малопрозрачном оз. Коломенском — только до глубины 4 м.

В связи с неоднородным распределением водорослей и планктона по вертикали в озерах наблюдаются различия в прозрачности и цвете отдельных слоев воды. В белых глубоких озерах прозрачность понижена в верхних слоях воды и связи с развитием планктона и достигает максимума в глубоких слоях. В мелких озерах, при взмучивании илов со дна, прозрачность придонных слоев воды понижается. В придонных слоях некоторых озер, при дефиците кислорода, усиление окраски может происходить в результате образования закислых соединений железа и марганца в периоды летней и зимней стратификаций; во время осенней и весенней циркуляции неоднородность в окраске 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 снежный покров, имеющий значительное альбедо и малую светопропускаемость. 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—5 см — 14—22%.

ЛИТЕРАТУРА

- Зайков Б. Д. Очерки по озероведению. Гидрометеоиздат, Л., 1955.
 Малинов И. В. Жизнь в озерах. Сб. «Вопросы пресной воды СССР», т. III. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1953.
 Харзев К. В. Современное состояние химии и биологии озера. Изд-во ИГиГ, Л., 1948.
 Малинов И. В. Озера моря. Изд-во АН СССР, М., 1953.
 Fergus E. A. and Lindy C. Solar radiation and inland lakes. Fourth report. Observations of 1934, Tenno, Wisc. Acad. Sci. etc., 1932, vol. 27.

Преобладающие ионы и соли в озерах земного шара
(по данным Г. А. Мельнички)

Преобладающий ион или гидрокарбонатная группа	Содержание	Типичные озера
Кремниевая (SiO_2)	80 — 118 мг/л	Неллсвортон и Кристер (США)
Гидрокарбонатная (HCO_3)	14 — 103 470 мг/л	Гурон, Мичиган, Окава, Турон, Эри, Виннипег, Жевеков, Онезский, Несковаско, Д. Ангер, Фрипп, Итхуль, Шарон, Маласско, Свал, Виктория-Нилса, Натрове (Египет), Гудзон (Британская Колумбия)
Сульфатная (SO_4)	150 — 145 500 мг/л	Визан, США, Юм (США), Балхиз, Пуур, Ритан (Аляска), Кунгурское, Чеме-Кинг (юж. Океан), Мостуки (Кавказ)
Хлоридная (Cl)	0,4 — 310,0‰	Большой Сунгул, Черное, Красное, Горькое, Арал, Илеков, Балтий, Большое Солоное море (США), Мертвое море, Индирское, Эльтон, Бакунчук
Общие предельно допустимые концентрации	14, 10 мг/л — 310,0‰	

Глава VI

ГИДРОХИМИЯ

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Озерные воды как по величине солевого содержания, так и по солевому составу большей частью отличаются от вод Мирового океана и от вод речного стока. В водах Мирового океана наблюдаются весьма значительные колебания солености при постоянстве солевого состава, а в водах речного стока при различном солевом составе содержание редко превышает 3—5‰.

Среди озерных вод встречаются самые разнообразные типы как по солености (солеосодержанию), так и по солевому составу. Достаточно отметить, что солености озерных вод колеблется от 14 мг/л, т. е. от почти дистиллированной воды, до огромных концентраций насыщенных и перенасыщенных растворов с соленостью, 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 могут быть подразделены на несколько групп, образующих гидрохимический комплекс.

Первая группа — минеральные вещества, образующие истинные 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 солеосодержание и солевой состав воды, и микрокомпоненты, содержащиеся в воде в малых и ничтожных количествах (иногда в миллионных долях грамма на литр). В озерных водах в настоящее время обнаружено присутствие большинства элементов таблицы Менделеева.

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 являются азот, фосфор, кремний, окислы железа. Эти элементы принято называть биогенными. Часть биогенных элементов находится в воде в виде коллоидов или взвесей. Иногда ничтожное содержание микрокомпонентов является мощным ускорителем 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 (за исключением) и образовываться в водоеме (автохтонные) H_2S , CH_4 , H_2 , NH_3 , а также O_2 и CO_2 . Особенно важным является наличие или отсутствие в воде кислорода, определяющее возможность развития тех или иных типов организмов, с химической же точки зрения создающее окислительную или восстановительную среду.

Третья группа — органические вещества, которые могут находиться в воде в виде истинных растворов, в виде коллоидов (промежуточные продукты распада — аминокислоты, жирные

кислоты и спирты, углеводы и крахмалы) и в виде осесей и суспензий (жилой, мертвый и частично разрушенный фитопланктон и бактерии, остатки высшей растительности и фауны).

Всякое 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 наличие или отсутствия стока из озера. В проточных и полупроточных озерах накопление солей в воде озера, сравнительно с концентрацией в воде водотоков, незначительно, так как скорость обмена водных масс довольно большая¹. В стечных озерах возможно некоторое накопление солей и их метаморфизация, особенно под влиянием биохимических процессов. Это накопление будет происходить до некоторой степени, определяемой равновесной системой притока и расхода солей.

Значительное накопление солей происходит в бессточных озерах, аккумулятивных происхождения в них солей. Таким образом, содержание растворенных в озерной воде веществ связано с климатическим балансом, определяющимся в свою очередь всем обширным комплексом физико-географических условий.

По степени солёности воды озера делятся на следующие типы:

- 1) пресные — до 1‰ (предел осевого опускания);
- 2) солоноватые — от 1 до 24,7‰ (точка плавления льда, температура максимальной плотности и температуры замерзания); озера, имеющие солёность более 24,7‰, отличаются по сравнению с другими режимами циркуляции вод при замерзании;
- 3) солёные (с морской солёностью) от 24,7‰ до 47‰ (максимальная солёность Мирового океана — Красное море);
- 4) минеральные или соляные — выше 47‰.

Это подразделение по солёности является наиболее разнотипным, так как каждая градация связана либо с определёнными физико-химическими константами воды, либо базируется на закономерностях, наблюдающихся в природе.

Солёной состав озерных вод характеризуется определённым закономерностям. Установлено, что озера, расположенные в определённых географических зонах, в основном имеют и определённый солевой состав воды. Это положение,

выдвинутое В. П. Алабышевым² главным образом в отношении солёности озерных отложений, было в дальнейшем развито рядом авторов и, в частности, Г. А. Максимовичем. Последним автором на основании сообщения значительного атлантического материала показано, что в зоне тундр и ледяных озёр преобладают ионы Si и HCO_3 , в зоне лесов — ионы HCO_3 и Ca , в зоне степей ионы SO_4 и Na и иногда HCO_3 (в солёных озерах); в зоне пустынь и полупустынь — ионы Cl и Na ; в горных районах наблюдается вертикальный зональность со смещением преобладающих ионов по мере поднятия. Одновременно со смещением преобладающих ионов происходит нарастание солёности. Г. А. Максимовичем составлена карта солевого состава озерных (и грунтовых) вод по территории в литературе данным для всего земного шара (рис. 54).

Приведённая выше закономерность осуществляется 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 г/л и преобладающие ионы Cl и Na , что связано с поступлением грунтовых вод из старых скважин, пробуренных при соледобыче. Азиатские по своему 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, азиатские. Проточные озёра в системах транзитных рек либо обладают солевым составом воды, не характерным для данной зоны, а зависят от солевого состава питающей в озёра реки. Так, например, некоторые озёра Прикаспия, связанные системой Урала, Волги, Ахсы и расположенные в зоне полупустынь, характерны преобладанием иона HCO_3 и, наоборот, для оз. Кингипег, расположенного в зоне лесов в устьинном участке реки Ред-Ривер, характерно преобладание иона SO_4 , поступающего с водами этой реки.

Солевой состав и солёность воды озёр не остаются постоянными, а изменяются по площади, по глубине и во времени.

Изменения солевого состава и солёности воды по площади озёр вызываются главным образом влиянием притоков. Классическим примером этого является оз. Балхаш (рис. 55 и табл. 16).

Менее ярко неоднородность водн выражена в устьинных участках оз. Намангаль (П. Ф. Демрячев), Ладожском (Н. В. Миланов), Арале (Н. К. Блинов) и других.

Значительное различие в содержании растворенных веществ и газов по глубине наблюдается в озёрах в период стагнации. Особенно резкое различие между поверхностными и придонными водами наблюдается в некоторых провалных озёрах с подлёж-

¹ В проточных и полупроточных озёрах с периодом обмена водной массой 1—2 года, в полупроточных — с периодом обмена 1—2 десятилетия (паранер, Женевское озеро (1,2 года), в стечных — с периодом 1—2 столетия.

² См. В. П. Алабышев, Зональность озерных отложений. Изв. казанского ун-та. АН СССР, 1932, 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 Дирнандскому)	Глубина, м	Плотный остаток (по Кларку)
0—1	0,7	0	192,15
5—9	2,5	20	207,09
10—30	22,0	42	212,63
		70	215,73
		200	251,00
		300	259,98

У озер такого типа, которые в биологии принято называть биоконцентрационными², различия плотности воды у дна и на поверхности настолько велика, что весенняя и осенняя циркуляция захватывает не всю массу воды озера, а лишь поверхностные слои. На глубине, как правило, существует устойчивая зона, характеризующаяся отсутствием кислорода и наличием значительных количеств сероводорода.

Различия в содержании растворенных веществ между поверхностными и придонными водами наблюдается также при распределении пелагиальных слоев и может служить причиной своеобразного распределения температуры воды по глубине. С этой точки зрения весьма любопытно обсервационное описание этой главы оз. Шунет в Хакаской АО. Наибольшая глубина озера 4 м, прозрачность по диску Секки 3,5—3,7 м. Летом озеро прогревается до дна и температура воды примерно одинакова по всей глубине (18—20°). Разность солесности при значительной глубине почти велика: 16 ‰ на поверхности и 80 ‰ у дна. При осеннем 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 влиянием притоков. Соотношения температуры и солесности воды

притока и озёрных вод определяют условия перемещения или слоистого распределения вод притока в водной массе озера. В случае впадения пресного притока в солоноватый водоем, пресные воды в дальнейшем могут растекаться по поверхности на довольно значительные расстояния (оз. Мельх-Куль, оз. Шира в 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. Сая).

При изменении комплекса природных условий пресное озеро может перейти в солоноватое, солончатое и соленое и наоборот. Солевой состав воды при этом будет испытывать многократные изменения, метаморфизироваться, что связано с химическими и биохимическими процессами, непрерывно протекающими в озерных водах. Все эти процессы, подробно рассматриваемые в курсе гидрохимии, в большей или меньшей степени обратимы и изменение в соотношении природных факторов неизбежно вызывает смешение хода этих процессов в ту или другую сторону.

С этой точки зрения к пресным следует отнести водоемы, по комплексу природных условий не подверженные значительным колебаниям солевого состава и солесности, остающейся в течение многолетнего периода в пределах 1 ‰. Главную роль в их гидрохимическом режиме играют биохимические процессы, а основные изменения касаются главным образом биогенных элементов и газов и лишь некоторых ионов (Ca , HCO_3 , иногда Mg). По мере увеличения солесности значение биохимических процессов в изменении гидрохимического режима озера все более усиливается, все большее значение приобретают химические процессы, а изменения окисляемости все большую часть ионного состава воды. С увеличением солесности изменяется и сама химическая природа растворенных веществ. Если при небольшой солесности растворенные вещества присутствуют в растворе в виде ионов, то при повышении солесности все большая часть ионов ассоциируется в молекулы. В сильно соленых водах минеральных озер растворенные вещества присутствуют главным образом в виде ятя ассоциаций.

По этим соображениям рассмотрим результаты гидрохимических процессов в основных типах гидрохимического режима водоемов пеллессорно-пронизивной 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 биогенных элементов, и соленых

¹ F. W. Clark, The data of Geochemistry, U. S. Geol. Surv. Bull., 770, 1924.

² См. М. А. Лигунов, Биоконцентрационные бассейны, «Ежегодник по геологии и гидрологии России», т. IV, 1957.

³ Процессы рассматриваются в курсе гидрохимии.

минералов из озер, в воде которых выщелачиваются до взвешивания подержены различным образом распределенные солейобразующие вещества.

ПРЕСНЫЕ И СОЛОНОВАТЫЕ ОЗЕРА

Переходя к характеристике гидрохимического режима пресных и солончатых озер, подчеркнем еще раз, что деление озер на гидрохимические типы по единичным данным является до некоторой степени условным и представляет собой искусственную фотографию состояния озера в данный момент. Для правильного определения гидрохимического типа озера необходим учет хода сезонов и многолетних изменений 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 исключает элементность и солевого состава.

Это объясняется не только тем, что и 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 попытались типизировать гидрохимический режим озер.

В конце 20-х гг. XX в. Гиреманом, а затем Наумовым была предложена биодитическая классификация озер. Поскольку протавическая жизнь водоемов тесно связана с их гидрохимическим режимом, последний является важнейшим критерием экологической классификации. В основу этой классификации положены приняты деления водоемов по условиям питания или трофики (греческое *трофеос* — питание, корм).

Ими выделяются следующие типы водоемов: олиготрофные (олигос — по-гречески — мало); мезотрофные (мезо по-гречески — хорошо, много); дистрофные (дикс по-гречески — трудно, недостаточно); мезотрофные (мезотроф — среднее).

По этой классификации к олиготрофному (малокормному) типу относятся озера, в воде которых содержится малое количество биогенных веществ (главным образом соединений азота и фосфора), что является за собой слабое развитие жизни. Такие озера характерны высокой прозрачностью, слабым поглощением кислорода, содержание в... с даже в прибрежных слоях не падает ниже 10—20% насыщения; цвет воды от белого до желтого.

Это глубинные слабопрогретые озера с большим объемом воды и гипolimническое, резко выраженной границей между береговой и глубинными областями и слабым развитием растительности в прибрежной зоне. Дно имеет отложения бедных органическими веществами.

К олиготрофному (малокормному) типу относятся озера с большим содержанием питательных биогенных веществ и с сильным развитием фитопланктона в летнее время. Такие озера характерны малой прозрачностью, несвязанным ксизотрофизмом уже в начале периода стратификации; цвет воды от желтого до бурого. Это мелкие, хорошо прогретые озера с малым объемом воды в гипolimническом, слабо выраженной границей между береговой и глубинными областями и сильно развитой придонной растительностью. Иловые отложения богаты органическими веществами, состоящим из остатков органического планктона и вышедшей придонной растительности.

Озера, в которых указанные показатели являются промежуточными, называются мезотрофными (среднекормовыми).

К дистрофным (недостаточно кормным) относятся озера болотного типа, в воде которых содержится большое количество гуминовых веществ; вода имеет кислую реакцию (pH^1 дистрофных озер находится в пределах 4—6), биогенные вещества находятся в трудной усвояемой организмом форме. Это неглубокие, заболоченные озера, в которых чрезвычайно мало развивается фитопланктон. Кислород в гипolimническом типе не расходуется на окисление гуминовых веществ и его содержание уже в первый период стратификации снижается до нуля. Цвет воды желтый или бурый, прозрачность мала. Иловые отложения обильны и состоят главным образом из аллохтонных (привнесенных извне) частей. При заболачивании дистрофные озера превращаются в торфяники.

Близок к дистрофному олиготрофный тип озера (малокормный), предложенный японским лимнологом Иноуэ-сиро для озера вулканического происхождения, характеризующийся еще более низким содержанием pH , чем дистрофные (до 2,6).

В заключение отметим, что классификация Наумова — Титова является весьма условной, так как удачно характеризуются лишь крайние типы озер. В природных же условиях озера по большей части не соответствуют ни одному из указанных типов и представляют собой чрезвычайно разнообразное переходных форм. Поэтому понятия «олиготрофия», «мезотрофия», «дистрофия» не могут служить классификационными типами, а являются лишь общими понятиями, характеризующими специфику режима данного водоема.

Поскольку в настоящее время недостатков гидрохимических наблюдений еще не позволяет создать более полную гидрохимическую классификацию пресных и солончатых озер, для удобства

¹ Символ pH обозначает отрицательный логарифм концентрации водородных ионов. При величине $pH = 7$ вода нейтральная; при $pH > 7$ — щелочная; при $pH < 7$ — кислая.

изложения фактического материала по мере необходимости используется терминология Наумена — Тинемана.

Совершенно очевидно, что мы не можем даже бегло коснуться всего разнообразия типов гидрохимического режима озер, а останавливаясь на главных, наиболее четко установившихся, в основном отходящихся вправо к крайним типам классификации Наумена — Тинемана.

Содержание и солевой состав воды пресных и особенно соленых озер изменяется, как правило, сезонные изменения. Чем меньше объем водной массы по сравнению с объемом вод, поступающих в озеро, тем больше колебания содержания и солевого состава испытывает озеро в течение года, приближаясь по своему гидрохимическому режиму к рекам. В озерах, объем годовой массы которых весьма значителен, колебания содержания заметны лишь в устьевых участках рек.

Особенно сильно подвержены изменениям солевой состав и содержание озер в зоне сухих степей. В весеннее время озера наполняются талыми пресными водами. За лето в связи с высокими величинами испарения и почти полным отсутствием притока воды происходит значительное обесчеление этих озер. В солевой состав претерпевает 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 осаживается, превращается в солончаки и, наконец, полностью высыхает. По мнению А. Н. Дзене-Лятовского и Е. В. Посохина, полное высыхание озера способствует его засолению и рассолеванию. Дело в том, что при высыхании на поверхности дна озера образуется корка солей, которые интенсивно выдуваются ветром, особенно сульфат натрия (Na_2SO_4), откладывающийся в виде довольно рыхлой, пухлой массы. Таким образом, к следующему наполнению запас солей в озере значительно увеличивается. Такой цикл наблюдается, например, для ряда озерных систем Тургайской ложбины. Солевой режим соленых озер указанного типа в еще большей степени усложняется при глубоком залегании солевых грунтовых вод.

При заиливании в таких условиях озер пресными талыми водами следуются нисходящие токи и часть солей, осевших в грунте дна, увлекается в нижние горизонты. Фильтрующаяся пресная вода образует линзу на поверхности подстилающего соленых вод и устанавливается диффузионное равновесие. При дальнейшем снижении уровня озера возникает обильный приток соленых грунтовых вод и быстрее обесчеление водоема, происходящее даже при неизменном уровне. Такой случай наблюдался автором этой главы в 1949 г. из оз. Бармандак (Калмыцкая АССР).

В течение двух недель при почти неизменном объеме озера произошло увеличение солености от 10 до 22 г/л и при этом солевой состав озерной воды изменился следующим образом: до обесчеления преобладали ионы (в убывающем порядке в г/л) Na^+ — Cl^- — HCO_3^- , в числе обесчеления Cl^- — Na^+ — Mg^{++} , т. е. воды озера по солевому составу почти полностью соответствовали хлоридным сульфатным водам первого водохимического горизонта.

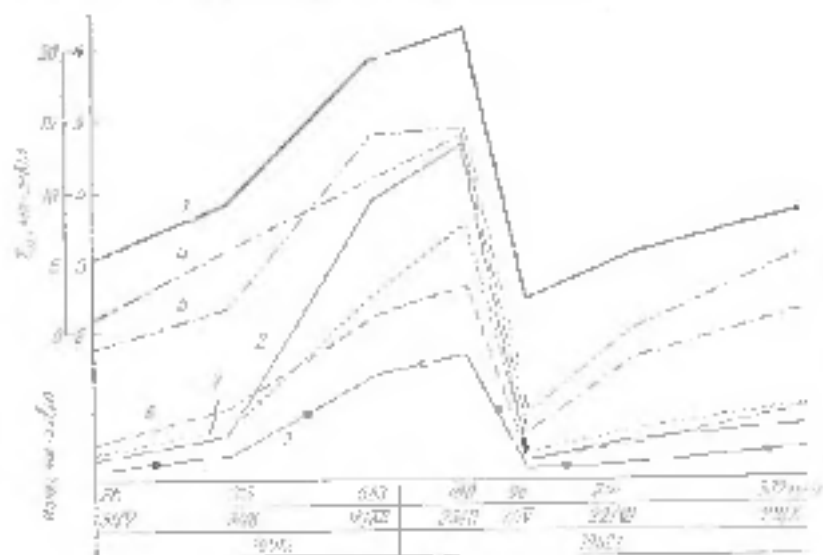


Рис. 56. Изменение содержания различных ионов в воде озера Бармандак в 1951–1952 гг. (по Н. В. Васильевскому, М. К. Голосовскому и М. Н. Гаврилову)

1 — сульфат натрия; 2 — SO_4^{2-} ; 3 — Cl^- ; 4 — HCO_3^- ; 5 — Ca^{++} ; 6 — Mg^{++} ; 7 — $\text{Na} + \text{K}$

Расширение газов может либо поступать в озерные воды 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% (активных), либо образовываться в результате биохимических процессов в водной массе озера (O_2 , CO_2) или в придонных слоях и иловых отложениях (H_2S , CH_4 , H_2 , CO_2) (застойные). В периоды циркуляции содержание растворенных газов выравнивается по всей глубине озера. В периоды стратификации распределение газов по глубине в разных слоях происходит неравномерно. 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 интенсивной

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 на процессы дыхания и другие окислительные процессы 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 перенасыщение воды кислородом (до 120—150%), а в более глубоких слоях и содержится кислород находится дефицит. 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 ипнотического течения.

Основные закономерности и распределения этих газов по глубине в озерах в различные сезоны следующие: в озерах с ясно выраженной олиготрофией (рисунки 57, 58) 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 паводков, вызывающих значительные птомы, в поверхностных слоях воды может появляться избыток кислорода (рис. 57а). Это связано с подъемом холодных глубинных вод, которые нагреваются быстрее, чем идет отдача избытка кислорода в атмосферу. Такое явление носит название *гипероксия*.

Если прозрачность озера достаточно велика и в слой температурного скачка света проникает достаточно для интенсивного развития организмов-фотосинтезирующих, то образуются металлическая надпленка максимум кислорода, так как перемешивание с верхними слоями воды, а следовательно, и равновесие с атмосферой и металлическое отсутствует. Явление металлического максимума наблюдалось в некоторых озерах Европы-

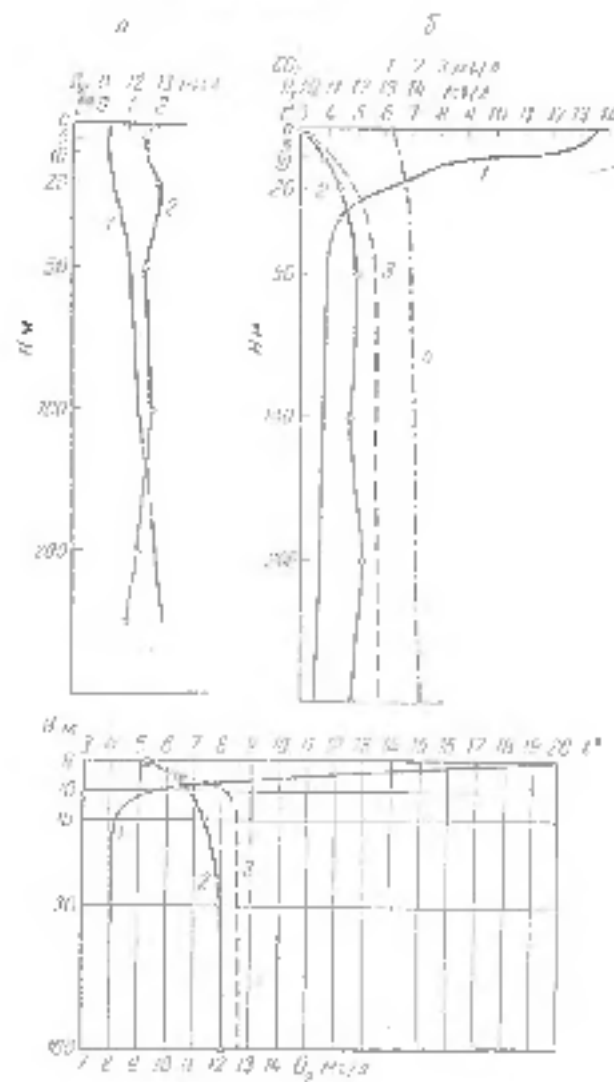


Рис. 57. Распределение по глубине растворенных газов в озере с почти выравненной олиготрофией (оз. Телицкое). а — июль (7/VI—1961), б — май (10/VII—1959), в — май (2/VII—1961). 1 — температура воды; 2 — наблюдаемое количество кислорода; 3 — нормальное количество кислорода при данной температуре и давлении; 4 — количество углекислого газа.

своей части (ХХСР) и на оз. Шира в Хакасии и достигало 120% каскадами. Следует отметить, что приведенные озера (рис. 58 и 59) являются биогенно-эвтрофными и обладают некоторыми признаками олиготрофности лишь в эпителии.

Металлический максимум кислорода может быть устойчивым явлением в течение всей летней стагнации (оз. Шира). В озерах с более сильно выраженными признаками эвтрофности, в которых явления прозрачности меньше, а поглощение кислорода

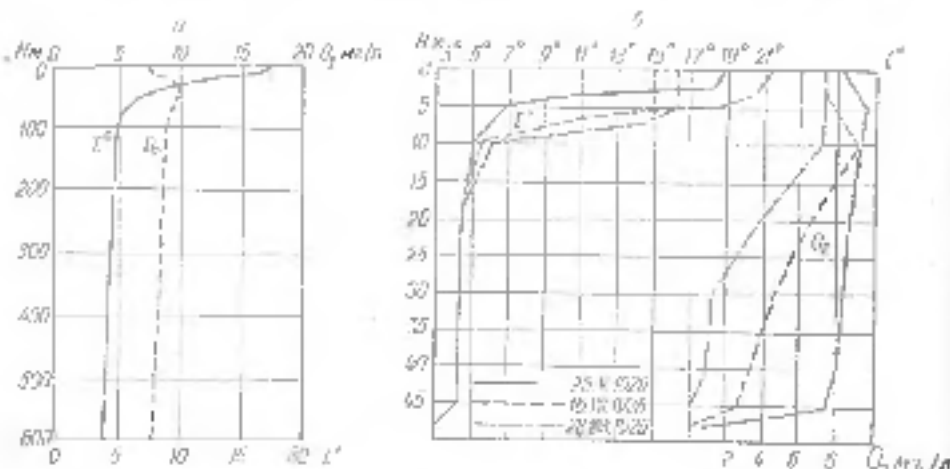


Рис. 58. Распределение по глубине растворенных газов в озерах с легкой переходной олиготрофией:
а — оз. Кулево — лето (9.VII—1927), б — оз. Белое — лето (1927)

интенсивнее, при погружении слоя температурного скачка в осеннее время металлический максимум кислорода может смениться минимумом, что наблюдается на оз. Большом Плёском¹.

В некоторых озерах (например, оз. Глубокое, рис. 61) явление металлического минимума устойчиво.

Появления CH_4 , H_2S и H_2 в олиготрофных озерах, как правило, не наблюдается. Кривые распределения CO_2 обычно зеркально отражают ход кривых распределения кислорода.

В отношении N_2 известно, что бактерии-азотификсаторы и некоторые виды сине-зеленых водорослей могут усваивать молекулярный азот и переводить его в состав белковых соединений, способствуя таким образом увеличению содержания форм связанного азота в озерных водах, т. е. накоплению в них биогенных элементов.

¹ F. Ruttner, Über metallische Sauerstoffminima, Naturwissenschaften, Bd. 21, 1933.

В озерах с четко выраженной стратифицированной структурой водного режима явление сложное.

Кислород проникает в глубинные слои лишь в периоды осенних весенних циркуляций. В периоды стагнации, как правило,

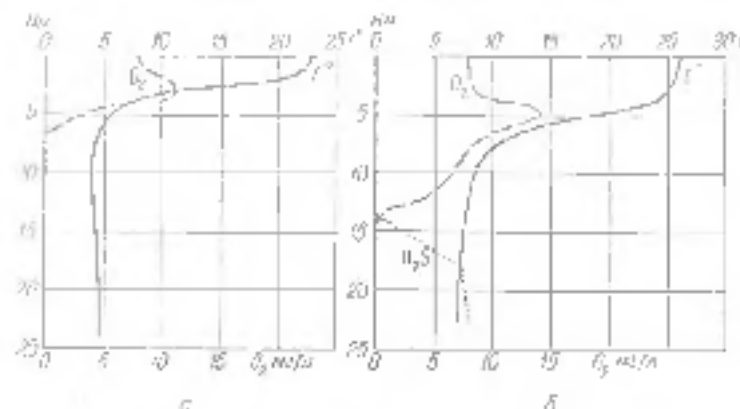


Рис. 59. Распределение по глубине температуры и растворенных газов в озерах с различной прозрачностью эпителии:
а — оз. Белое у г. Цехорода (5.VI—1927), б — оз. Белое у г. Цехорода (30.VII—1927)

в гипolimnionе кислород совершенно исчезает и создаются анаэробные условия, способствующие образованию таких газов, как CH_4 , H_2S и H_2 . Исчезновение кислорода и появление при-

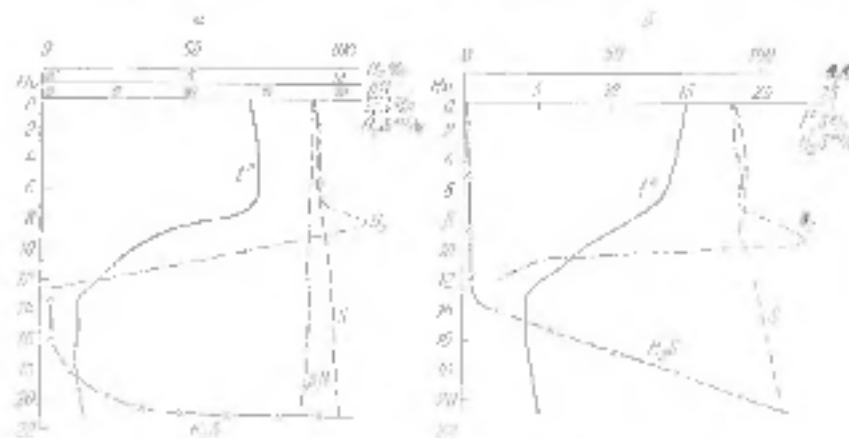


Рис. 60. Распределение по глубине температуры и растворенных газов в оз. Шира:
а — 10.IX—1927, б — 16.IX—1927

для катмаров — массовой гибели рыбного населения. По имеющимся данным¹, у большинства рыб уже при содержании кислорода в 2 мг/л наступает смерть от асфиксии (удушения). Особенно чувствительны к гипоксии озера хорошо видны из рис. 62.

В кислых евтрофных озерах в анаэробных условиях обычно продуцируется метан и водород. В солоноватых озерах при замет-

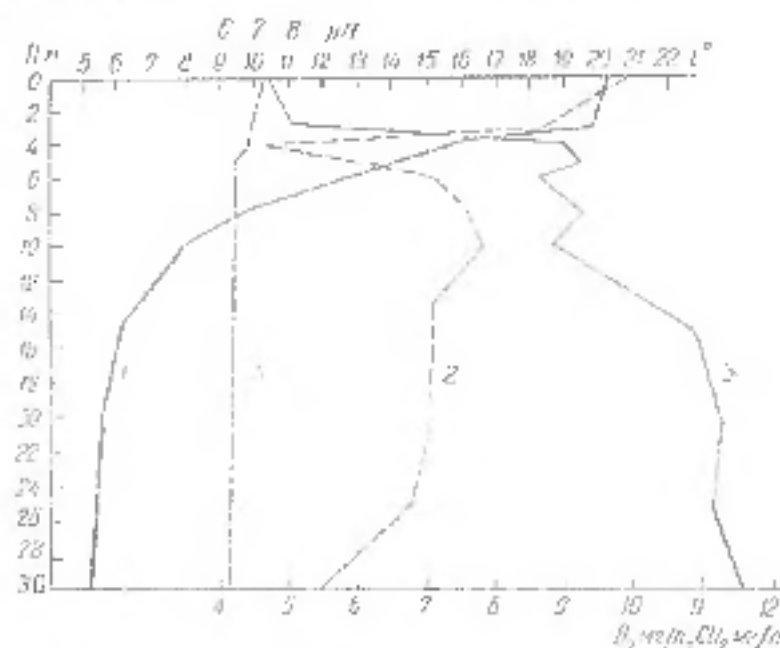


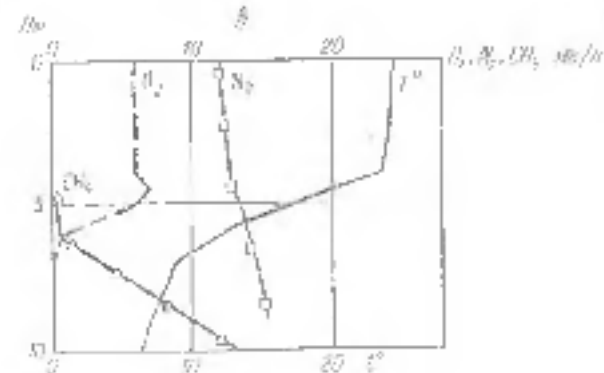
Рис. 61. Распределение по глубине температуры (1), кислорода (2), углекислого газа (3) и pH (4) в оз. Глубокое 1—VII—1935 по С. П. Кузнецову

ном содержанием соединений серы (обычно в виде иона SO_4) может продуцироваться сероводород. Образование этих газов связано с восстановлением органических соединений углерода, водорода и серы, а также с неорганических соединений серы в виде иона SO_4 , осуществляемым особыми группами бактерий, живущими в анаэробных условиях за счет кислорода, получаемого в результате разрушения этих соединений.

Поднимаясь в верхние слои озера, эти газы окисляются как в результате прямого взаимодействия с кислородом (главным образом сероводород), так и в процессе жизнедеятельности других



Рис. 62. Распределение по глубине растворенных газов в озерах с резко выраженной стратификацией: а — оз. Белое (Косилово) по сезону: 1 — температура, 2 — кислород, 3 — углекислота в мг/л, 4 — концентрация подокисных ионов (рН), 5 — CO_2 (в CO_2), б — оз. Белое (Косилово) 7/III—1939, к — оз. Турна (О.И.А.)



¹ См. А. П. Вальковский, Основы рыбозовства, 1939.

групп бактерий, живущих за счет энергии, выделяющейся в результате окисления этих соединений.

Особенно большое накопление сероводорода возможно при существовании устойчивого режима в гидоклиматическом, следовательно, стабильных аэробных условиях в нем в течение продолжительного времени. Таким режимом отличаются главным образом озера со значительным увеличением солености ко дну, что препятствует оседанию и негашению циркуляционным (образизаторным)

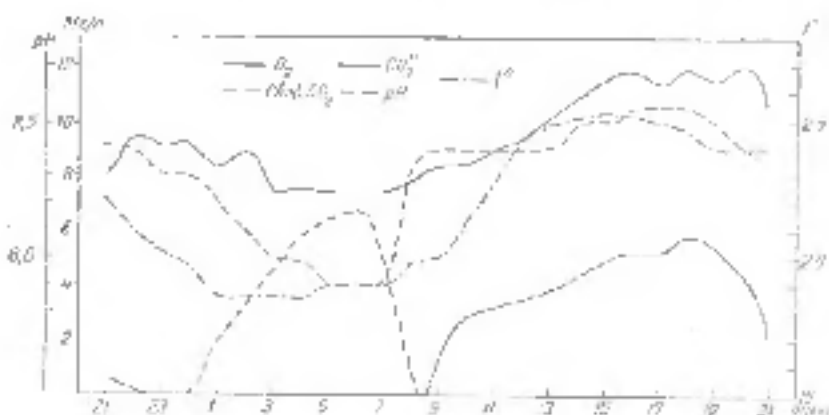


Рис. 66. Суточные изменения содержания растворенных газов в приблизительное время 14/VII 1954 (по С. А. Алексееву)

озера). В придонном слое оз. Большого Содокового (США) 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. Амплитуда суточных изменений содержания растворенных газов определяется интенсивностью биологических процессов и неодинакова не только для различных озер, но и для одного озера в разные сезоны и для его различных частей. Суточные изменения 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 кривых, в штильную погоду (рис. 65) распределение кислорода в озерах более или менее

равномерное. Во время устойчивых ветров, вызывающих стратификацию воды, происходит и перераспределение содержания растворенных газов в эпипелагиали. В районе дна на поверхности поднимается вода из нижней части эпипелагиали с меньшим содержанием кислорода. В районе впадина содержание кислорода в поверхностных слоях возрастает (рис. 66). В зимний период после образования ледяного покрова поступление кислорода в первую 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 распределение приобретает характерное кулообразное распределение (рис. 67).

С режимом растворенных газов непосредственно связана активная реакция воды (величина pH). Величина pH зависит, как это известно из курса гидрохимии, главным образом от углеводородного 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 около какой-то средней величины. На основании этого Ноппенбург (1931) предложил классификацию, в которой проведено деление озер на ряд групп по величине pH (табл. 17).

Наиболее кислая реакция поверхностной воды, связанная с присутствием в воде свободной серной кислоты, отмечена для оз. Ката-Нума и Уноуи (pH — 1,4). Наиболее щелочная реакция наблюдалась на некоторых стратифицированных озерах (например, оз. Тростенское) в период наиболее бурного развития фитопланктона и достигала 10,0.

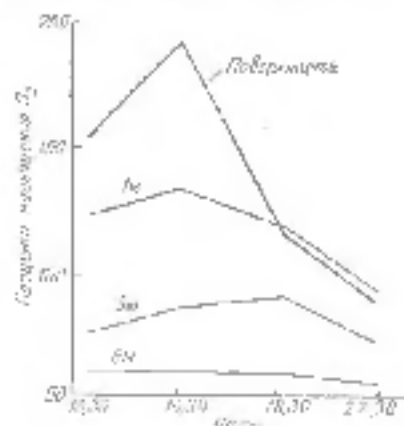
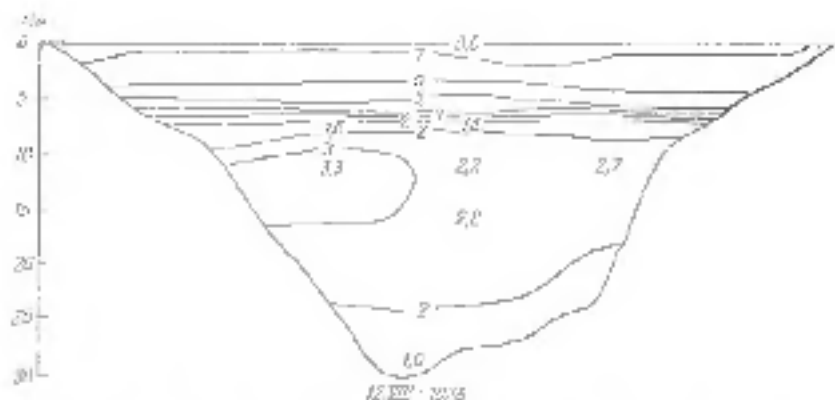


Рис. 67. Суточные изменения содержания кислорода (в % насыщенности) на разных глубинах в Рыбинском водохранилище (по П. П. Барановскому)

1. См. G. E. Hutchinson and A. contribution to the limnology of arctic region. Trans. Connect. Ac. of Science, 1937, vol. 53.



Соединения азота в озерных водах встречаются в виде нитрата аммония (NH_4), нитрита (NO_2) и нитрата (NO_3) ионов. Кроме ионного состояния, соединения азота встречаются в сложных соединениях, образующихся при неволе разложении белковых веществ как в виде естественных растворов, так и в виде коллоидов (альбуминоидный 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 дало основание Паузану включить азот в число главных показателей при оценке степени трофики водоема.

Динамика соединений азота в водоеме веротки 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 в более богатые кислородом верхние слои, 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 питательных веществ, носит название процесса *денитрификации*.

4. Процесс денитрификации компенсируется процессом усвоения свободного азота, о чем уже говорилось выше.

По данным Кузнецова (1952) для оз. Черного (водоем с высокой степенью эвтрофией), фиксация 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 связанном с биологическими процессами в озерных водах, содержание различных форм азота сильно меняется по сезонам. Так, в зимнее время происходит закисление иона 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 водоемом содержание нитратов нередко опускается до нуля. Поскольку процессы перехода азота из одной формы в другую происходят довольно быстро, в течение суток также изменяется содержание форм азота, повторяющееся в миниатюре сезонный ход.

Изменение содержания нитратов 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 частицах. Динамика соединений фосфора по сезонам соответствует динамике соединений азота, поскольку соединениями как того, так и другого элементов имеют исключительно важное значение для всех биологических процессов и тесно связаны с жизнью в озерах. Сезонные изменения содержания фосфатов в Рыбинском водохранилище показаны на рис. 68, а.

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 соединения фосфора и азота, являются биогенными элементами. Следствие некоторых организмов состоит из соединений кремния (например, диатомовые водоросли). После отмирания этих организмов часть соединений кремния вновь переходит в растворенные формы, а другая часть оседает на дне водоемов. Полное количество кремния в водоемах определяется главным образом за счет притока воды из притоков. Распределение соединений кремния по глубине в различные сезоны года имеет примерно те же закономерности, что и соединения фосфора и азота, однако изучены они гораздо слабее. В периоды массового развития диатомовых водорослей (весной и осенью) содержание кремния в воде заметно падает.

Соединения кремния, так же как соединения фосфора и азота, являются биогенными элементами. Следствие некоторых организмов состоит из соединений кремния (например, диатомовые водоросли). После отмирания этих организмов часть соединений кремния вновь переходит в растворенные формы, а другая часть оседает на дне водоемов. Полное количество кремния в водоемах определяется главным образом за счет притока воды из притоков. Распределение соединений кремния по глубине в различные сезоны года имеет примерно те же закономерности, что и соединения фосфора и азота, однако изучены они гораздо слабее. В периоды массового развития диатомовых водорослей (весной и осенью) содержание кремния в воде заметно падает.

Соединения кремния, так же как соединения фосфора и азота, являются биогенными элементами. Следствие некоторых организмов состоит из соединений кремния (например, диатомовые водоросли). После отмирания этих организмов часть соединений кремния вновь переходит в растворенные формы, а другая часть оседает на дне водоемов. Полное количество кремния в водоемах определяется главным образом за счет притока воды из притоков. Распределение соединений кремния по глубине в различные сезоны года имеет примерно те же закономерности, что и соединения фосфора и азота, однако изучены они гораздо слабее. В периоды массового развития диатомовых водорослей (весной и осенью) содержание кремния в воде заметно падает.

Соединения кремния, так же как соединения фосфора и азота, являются биогенными элементами. Следствие некоторых организмов состоит из соединений кремния (например, диатомовые водоросли). После отмирания этих организмов часть соединений кремния вновь переходит в растворенные формы, а другая часть оседает на дне водоемов. Полное количество кремния в водоемах определяется главным образом за счет притока воды из притоков. Распределение соединений кремния по глубине в различные сезоны года имеет примерно те же закономерности, что и соединения фосфора и азота, однако изучены они гораздо слабее. В периоды массового развития диатомовых водорослей (весной и осенью) содержание кремния в воде заметно падает.

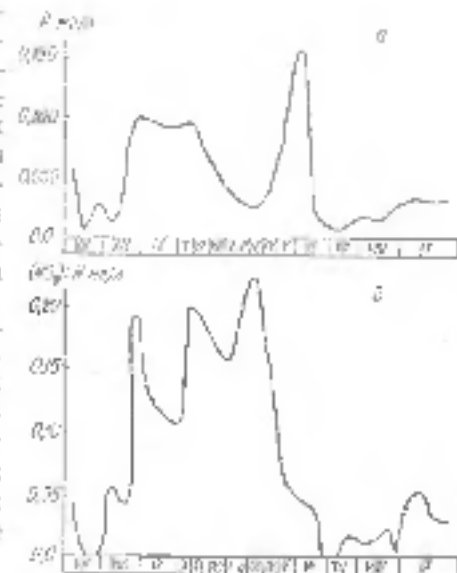


Рис. 68. Сезонные изменения содержания фосфатов и нитратов (мг/л) в слое 0—1 м озера Рыбинского водохранилища (по Водородову): а — фосфаты, б — нитраты

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 гидрат закиси $\text{Fe}(\text{OH})_2$. 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, жизнедеятельность которых является результатом жизнедеятельности бактерий. Железобактерии часто развиваются в таких больших количествах, что забивают трубы водопроводчиков.

Поскольку содержание железа в озерной воде тесно связано с режимом растворенных газов, естественно, что содержание соединений железа также испытывает изменения по глубине и в разные сезоны.

Количество растворенного железа возрастает с глубиной в периоды stagnation, а в периоды циркуляции, при проникновении кислорода на глубину, соответственно уменьшается. Эти закономерности хорошо видны из приводимых на рис. 38 кривых распределения железа.

Органические вещества в почти всегда присутствуют в воде озер. Наиболее простой мерой величины содержания органических веществ является определение количества кислорода ($\text{г}/\text{м}^3$), 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 извне и в этом случае называется alloхтонным, либо образуется в самом водоеме в результате физиологической деятельности организмов и носит название автохтонного.

Поступающее в водоемы и процессе стока органическое вещество состоит главным образом из гуминовых соединений, вымываемых водами из почвы. Большую роль в образовании многих озер органическими веществами играют сточные воды промышленных предприятий, населенных пунктов и удобренных почв сельскохозяйственных угодий. По мере развития промышленности и освоения земель в бассейне озера эта роль все более возрастает.

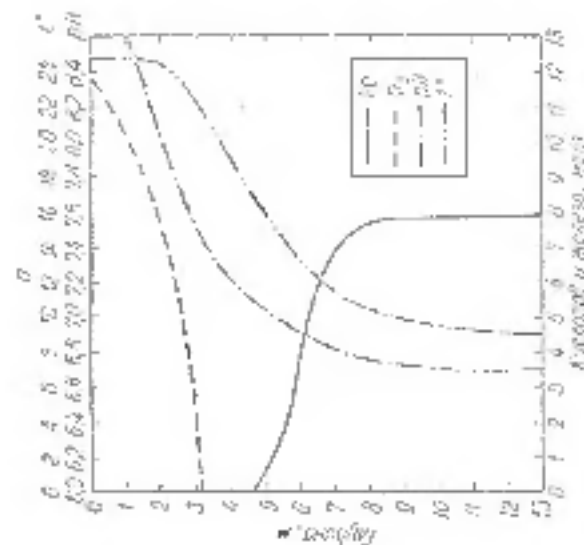


Рис. 38. Сезонные изменения в распределении кислорода в озерной воде по глубине и сезону. 1 — вертикальное распределение в июле для 1-й станции, 2 — сезонные изменения суммы кислорода в м. л. в 1-й станции.



Источником образующих органических веществ в водоеме является фотосинтетическая деятельность зеленых растительных организмов, и чистоты фитопланктона. При этом процессе, создающем органическое вещество из минерального и являющимся основой жизни на земле, как известно, поглощается углекислота и выделяется кислород. Из продуцированного кислорода соответствует образованию 0,93 г углекислоты, который и служит основным материалом для всех последующих превращений органических веществ.

Как поступившие в водоемы, так и образующиеся в них органические вещества подвергнутся в дальнейшем распаду главным образом под воздействием бактерий, которые превращают сложные органические вещества в простые, неорганические. Выделяющаяся при этом энергия служит источником их существования, а биологичные элементы, высвобождающиеся в процессе распада органических веществ, вновь включаются в общий круговорот питательных веществ.

Не все органические вещества, поступившие или образующиеся в водоеме, подвергаются разрушению и минерализации. Часть удаляется из озера в растворенном или взвешенном состоянии со сточком, или в виде животных и растений, так или иначе попадающих в водоем (уход и вылов рыбы, всаживание водных растений и животных организмов, вылов водных насекомых и т. д.), или в виде уходящих в атмосферу газовых продуктов разрушения (CH_4 , H_2S , CO_2). Другая часть, не успев подвергнуться разрушению в течение года, оседает на дно, где подвергается различным образным превращениям, создающим органическую часть осевых отложений.

Количество органических веществ в озерах, естественно, испытывает значительные колебания по сезонам. Наибольшее количество их наблюдается в озерах при массовом отмирании планктона после цветения.

Судя по величине окисляемости, количество органических веществ в естественных озерах возрастает ближе ко дну и увеличивается с зимнее время. Так, например, в оз. Ротозно (Валдайская возвышенность) 4/VIII—1932 г. окисляемость на поверхности была 28,8, а на глубине 5,3 и — 48,6 мг $\text{O}_2/\text{д}$; в оз. Пичицкое летом окисляемость составляла 20—36 мг $\text{O}_2/\text{д}$, а зимой достигала 60 мг $\text{O}_2/\text{д}$.

В олиготрофных озерах величина окисляемости в связи со слабым развитием жизни очень мала. Так, например, в Саване она составляет около 2, в Байкале — 1 мг $\text{O}_2/\text{д}$.

Микроэлементы в воде пресных и солоноватых озер присутствуют в весьма малых количествах. Если в бассейне озера имеются рудные тела, то в воде озер, как правило, наблюдается увеличение содержания соответствующих элементов. Это явление

может быть использовано как объективный 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 Хакассии автором настоящей главы установлено, что содержание бора в воде соотносится с составом озер прямо пропорционально времени накопления, а то время как фтор накапливается незначительно, а литий не накапливается вовсе. По всей вероятности, последние два элемента переходят в донные отложения. Интересно сравнение содержания указанных элементов в водах притока оз. Шара и в самом озере. Литий: в притоке — 0,16 мг/д, в озере — 0,17 мг/д; фтор: в притоке — 0,52 мг/д, в озере — 1,40 мг/д; бор: в притоке — 0,02 мг/д, в озере — 1,67 мг/д.

Содержание некоторых металлов в воде озер различно и характеризуется по Д. П. Мельго следующими величинами: Байкал (Со — 0,0023 мг/д, Ni — 0,005 мг/д, Cu — 0,06 мг/д; Б. Чуское (Урал): Со — 0,01 мг/д, Ni — 0,032 мг/д, Cu — 0,018 мг/д.

Более заметное накопление некоторых элементов рассеивается в соляных озерах, что будет рассмотрено позже.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГИДРОХИМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ВОДОХРАНИЛИЩ И ЕГО ПРОГНОЗИРОВАНИЕ

Гидрохимический режим водохранилищ изучен еще недостаточно. При образовании водохранилища гидрохимический режим реки резко меняется, приближается к озерному. Совершенно неясны также и условия функционирования организмов. Происходит ли значительное усиление развития планктона, водной растительности, меняются формы нектона, бентоса.

При организации водохранилища очень важным является учет специфики гидрохимического режима в первый phase существования водоема, в момент перехода с речного режима на озерный. Путем регулирования стока и подбора водил можно активно воздействовать на формирование гидрохимического режима.

Солесность воды в водохранилищах, особенно при аккумуляции больших объемов наиболее разбавленных паводковых вод, будет колебаться в значительных пределах, чем это было в речных условиях. Сглаживание колебаний полного состава воды по сезонам — гидрохимическое регулирование — наблюдается у всех рек, вытекающих из более или менее крупных озер, и показано Д. П. Воронковым для Рыбинского водохранилища (рис. 70).

Для небольших водохранилищ в районах недостаточного увлажнения, наоборот, обычно характерны заметные колебания сезонности и солевого состава по сезонам и в многолетнем аспекте (рис. 71). При значительных колебаниях уровня и глубинном залегании стальных грунтовых вод возможен случай прогресси-

кого оседания водохранилища с полным изменением солевого состава. В водохранилище уже в первый период его существования поступает много осадков и биогенных элементов, что создает предпосылки для значительной интенсификации биологических процессов. На многих вновь созданных водохранилищах наблюдалось весьма заметное повышение. Режим растворенных газов и биогенных элементов также претерпевает изменения, при-

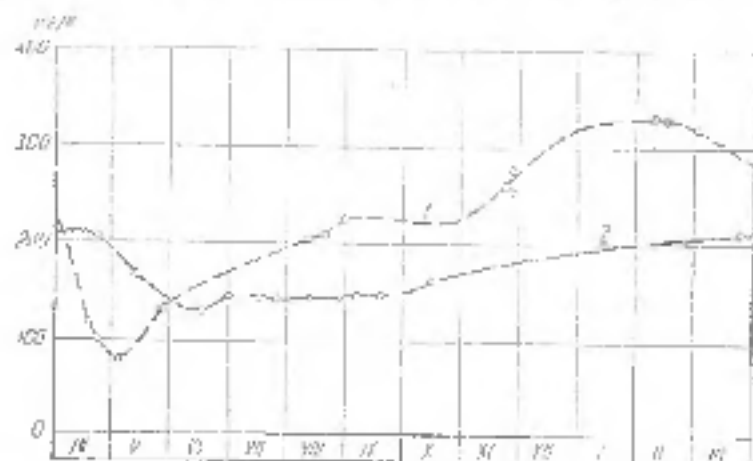


Рис. 70. Колебания солености воды в Волге до и после создания Рыбинского водохранилища (по П. П. Воронцову): 1 — 1935—1940 гг., 2 — 1944—1948 гг.

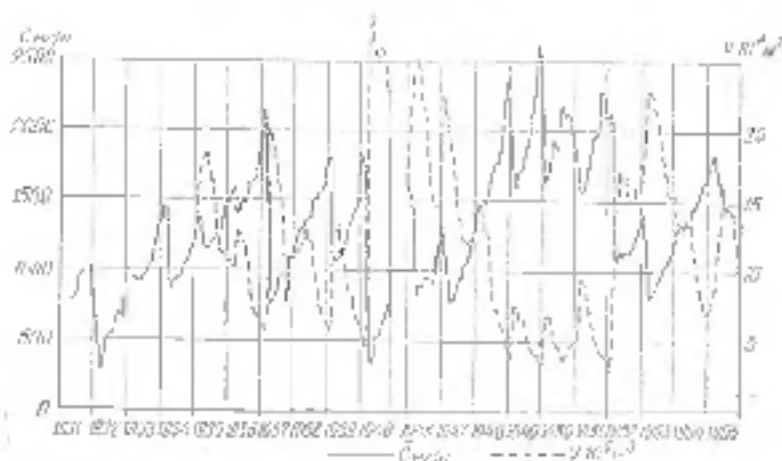


Рис. 71. Колебания солености и содержания кислорода Карповского водохранилища (Донбасс) за 1941—1940 и 1946—1935 гг. С — соленость, мг/л; V — содержание 10^3 л⁻¹.

ближаясь по своему характеру к озерному типу. Нередко в водохранилища в первый период их существования поступает много органических веществ, что приводит к полному потреблению кислорода в нижних слоях и создается анаэробная среда. Так, например, на Учалинском водохранилище в первый год, зимой, наблюдалось появление заметных количеств сероводорода. При бурном 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 наблюдалось колебания в содержании O_2 в пределах 150—200%, и то время как на глубине 8,5 м — около 60%.

Режим биогенных элементов приобретает, как правило, черты озерного типа (рис. 68).

Для четкого представления о процессах солевого баланса и решения целого ряда других вопросов, имеющих научный и производственный характер, весьма важным является составление гидрохимического баланса озера, водохранилища.

Гидрохимический баланс должен включать приходно-расходные статьи всех групп гидрохимического комплекса. Составление такого баланса на современном этапе изучения водоемов представляется чрезвычайно сложным. Однако в связи со строительством огромных водохранилищ и колоссальными трудом, проведенным работ по илподсосу и осушению затопляемых земель, организации искусственных нерестилищ и рыбохозяйственных водоемов возникла необходимость прогноза различных показателей гидрохимического режима и главным образом солености и солевого состава.

Помимо прогноза солевого состава, практикой могут быть поставлены и другие частные вопросы: прогноз газового режима, режима биогенных элементов и других факторов, от которых зависит биологическая продуктивность водоема, а также жесткость воды, агрессивность и т. д.

Прогноз будущего режима отдельных элементов гидрохимического комплекса в создаваемых прудах и водохранилищах теоретически может быть произведен следующими методами:

1. Прогноз на основании изучения гидрохимического режима существующего водохранилища.
2. Прогноз по методу аналогов.
3. Прогноз, построенный на учете поступления и расхода элементов гидрохимического комплекса, основанный на составлении водно-солевого баланса.

Первый метод может быть применен лишь к существующим водохранилищам, второй — дает только общие качественные соображения о гидрохимическом облике водоема, так как подбор аналога, полностью соответствующего всем физико-географиче-

ским условиям вновь создаваемого водохранилища, невозможно. 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 обстановки, биохимических процессов в водоеме.

Качественный учет отдельных элементов, под влиянием которых происходит формирование гидрохимического режима озера и водохранилища, неразрывно 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 биуводоемных биохимических процессов, количественное определение результатов которых представляет большие трудности, развернутое уравнение солевого баланса имеет следующий вид:

$$S_{\text{из}} = S_1 + S_{\text{ог}} + S_{\text{огр}} + S_{\text{огрв}} - S_2 - S_{\text{огв}} - S_{\text{огр}} - S_{\text{огр}}, \quad (2)$$

где $S_{\text{из}}$ — содержание растворенных веществ в конце расчетного периода; S_1 — то же — в начале периода; $S_{\text{ог}}$ — приносимое растворенных веществ речным стоком; $S_{\text{огр}}$ — приносимое осадками на зеркало; $S_{\text{огрв}}$ — приносимое грунтовыми водами; $S_{\text{огр}}$ — вынос при фильтрации; $S_{\text{огв}}$ — унос при полезном заборе; $S_{\text{огр}}$ — унос при сбросах в нижний бьеф; $S_{\text{ог}}$ — изменение содержания растворенных веществ при льдообразовании и таянии льда. Для озер $S_{\text{огв}}$ и $S_{\text{огр}}$ объединяются в $S_{\text{огрв}}$.

При этом не учитываются целый ряд других факторов (кроме биохимических), влияющих на содержание растворенных веществ в водоеме, как-то: элементы водного переноса и механического перемещения, накопление и растворение веществ в донных отложениях, донныхках веществ и береговой зоне при колебаниях уровня.

По предложению ВНИИ «Водгос» (1967) учет всех факторов может быть произведен введением коэффициента $K = \frac{S_{\text{из}}}{S_{\text{ог}}}$, где $S_{\text{из}}$ — фактическое содержание, $S_{\text{ог}}$ — расчетное содержание растворенных веществ в водоеме в конце расчетного периода.

По исследованиям на Каркентинском водохранилище (Дюбассе) величина $K \approx 1$.

Каждый член солевого баланса выражается в единицах (обычно в тоннах) для всего водохранилища. Поэтому для составления солевого баланса необходимо знать изменение объема воды в водохранилище, т. е. режим его работы.

Средняя величина концентрации данного элемента для общей

содержности 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 моментов, и частности физико-географических условий. В связи с этим прогноз каждого нового объекта 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, которая является предметом специальных курсов. Отметим лишь, что наиболее слабо разработанными сторонами этого вопроса является учет эмпирических связей из грунтов и почвы, влияющих при образовании водохранилища и его гидрохимического режима в первые годы образования. Это имеет особую важное значение для водохранилищ в зоне недостаточного увлажнения.

При организации водохранилища весьма важным является поддержание качества воды в пределах санитарных норм. Поэтому при прогнозе должно быть учтено влияние сточных вод, а также проведены предупредительные меры, как например: вырубка деревьев, кустарников, уничтожение последствий загрязнения водоемов местностями населенными пунктами, саятие почвенного покрова и т. д.

В заключение отметим, что составление водно-солевого баланса для Аральского моря дано возможность вскрыть так называемый «географический парадокс» его (Л. С. Берг), заключавшийся в том, что с учетом всех приносных рек в Арал, его соленая масса создавалась за очень малый срок, не выходящий из с историческими, из с геологическими сведениями (440 лет, а с учетом осаднения углекислого кальция 820 лет). В тоже время соленость Арала за имеющийся период наблюдений практически не менялась.

Солевой баланс, составленный Н. К. Бывальским, показал, что для поддержания солености на одном уровне в наиболее соленой восточной части Арала в локализованные saline озера должно уходить 1,2 км³ воды, с которой при существующей в этой части моря солености испаритель за пределы Аральского моря все ежегодное поступление солей. Тщательная проверка водного баланса подтвердила это предположение: природная часть оказалась больше расходной на 1,2 км³, или 20 мл слоя.

МИНЕРАЛИЗМ (СОЛЕНОСТЬ) ОЗЕРА

Указанная выше закономерность в распределении минеральных солей по физико-географическим зонам для территории СССР была

депутатом А. Н. Дзержинского, заместителем главы из республиканского.

Сезонная граница зоны минеральных озер на территории СССР идет от устья Дуная, вдоль побережья Черного и Азовского морей в устье Дона, по Ергеним до Камынина, далее через Волгу к Южнорусской степи Мухоморок, затем на север до Челябинска, далее в Омск, почти по направлению Транссибирской магистрали, по левобережью Оби к верховьям Иртыша и через Тар-баратай в Монголию.

Азональные районы расположения минеральных озер, связанных с наличием соляных пород, помимо отложенных выше, на Азиатской части СССР встречаются в Минусинской котловине, бассейне Селенги, в районе Четы и Даурии.

Содержание ионов в минеральных озерах близко к насыщенному и при дальнейшей концентрации вытекает за собой выпадение из раствора различных солей (содку).

Учитывая близость солей, а также переход ионов в гидратированном состоянии минеральных озер в сложные комплексы, принято условно выражать содержание основных солей-образующих ионов в солевой форме в виде так называемых «ионотических солей».

Резкий расщепленный тип и биогенных элементов в минеральных озерах почти не изучен.

В связи с условиями солеотложения в воде минеральных озер иногда происходит заметное повышение концентрации галогенов элементов, как бор, бром, йод, калий.

Минеральное озеро, в котором происходит седиментация, насыщено с ионами, а его вода, представляющая собой насыщенную раствор, называется рассолом или рипой. Некоторые озера сохраняют рипу круглый год и называются рипными, другие пересыхают и называются сухими.

Содка солей представляет собой солевой процесс, причем кристаллизацией может одновременно отложиться солей, соотношение которых определяется условиями физико-химического равновесия и является предметом специального изучения.

Выпадение из рипы солей подразделяется на инокристаллизацию, осаждение и коррозивную соль.

По описанию и описанию, выпадающая в течение данного года в виде рипы или слоя на дне или выброшенная волнами на берега в виде налив. При изменении физико-химических условий осадка может полностью или частично вновь раствориться. Нерастворившаяся осадка уплотняется и дна или слоя и переходит в состояние. При дальнейшей перекристаллизации в уплотнении под влиянием выпавших слоев старосадки переходят в коррозивную соль.

Ионный состав рипы непрерывно меняется под воздействием

гидрометеорологических условий: периодические изменения при колебаниях уровня и циклические, связанные с изменением по сезонам. Помимо этих изменений, в рипе постоянно происходят различные химические процессы, ведущие к изменению солевого состава, так называемая метаморфизация солевого состава.

При циклических изменениях наименьшая концентрация рипы наблюдается в весеннее время, а наибольшая — в конце лета. Периодические изменения могут нередко существенно менять облик озера: может произойти значительное расширение, частичное растворение корневой соли, полное высыхание и частичное разделение сухих солей изотом. При обследовании соляных озер периодические колебания их режимов нередко обнаруживаются в виде чередующихся отложений солей различного состава, перемежающихся с иловыми отложениями. Поскольку процессы метаморфизации рипы рассматриваются в курсе гидрохимии, здесь мы коснемся лишь в ходе изложения фактического материала.

Высокие концентрации солей в рипе и иногда чередование слоев рипы различного химического состава создают своеобразный температурный режим соляных озер.

В летнее время происходит сильный прогрев рипы, которая, как правило, распространяется слоем в 30—50 см по дну озера. Температура рипы иногда достигает 50°. В зимнее время температура рипы опускается до —15——20°. Озера со сравнительно небольшими концентрациями рипы покрываются льдом. При этом происходит вымораживание солей, повышается концентрация рипы и поднимается слой и нередко выпадение солей в виде шестки кристаллов на нижней поверхности льда. Озера с сильно насыщенными рипой не замерзают даже при очень низких температурах. Так, например, в соляных озерах Приаралья, в которых преобладает хлоридный натрий (галит), не образуется льда даже при температурах рипы —25—30°.

В соляных озерах, имеющих значительную глубину, рипа в зимний период сильно охлаждается, а в летний — наверх захватывает только верхний слой рипы. По наблюдениям А. Н. Дзержинского (1938), на оз. Раздолье в Илецке (глубина 17,5 м, котловина на старых соляных выработках) в жаркое время года температура на поверхности рипы достигала +32, +35°, но уже на глубине 4,0—4,5 м температура опускалась ниже нуля, а в придонных слоях достигала —8,6°.

По данным А. М. Прохорова, своеобразный температурный режим возникает при чередовании слоев хлоридной рипы с рипой, насыщенной сульфатом натрия — солью, растворимость которой сильно зависит от температуры. В летнее время при прогреве рипы сильно увеличивается существование рипы в температуре слоев различного состава: слой сульфатно-натриевой рипы имеет значительно более высокую температуру, что связано с поглощением

нием тепла за растворение доминантных масс сульфата натрия. В зимнее время, при понижении температуры хлоридной рапы значительно ниже нуля, температура сульфатно-натриевой рапы нередко сохраняется в пределах выше нуля, так как всякое незначительное снижение температуры вызывает выделение тепла при кристаллизации масс сульфата натрия.

Влияние сульфата натрия на изменение температуры раствора при равномерном его охлаждении видно из рис. 72.

Естественно, что выпадение солей сульфата натрия происходит главным образом зимой или в холодное время и эта соль легко может иона, растворяться при повышении температуры. Хлоридные соли выпадают в озерах обычно в конце лета при максимальном концентрировании рапы.

Химический состав главных солей, осаждающихся в соляных озерах, приведен в табл. 18.

По преобладающим в составе рапы ионам минеральные рапы принято подразделять на карбонатные (содовые), сульфатные (горько-соленые) и хлоридные (солонные).

По происхождению солевой массы минеральные озера подразделяются по морфологии, образованию на месте или выносу из моря заливов и лиманов, и континентальные, охватывая массы которых возникли за счет аккумулятивных осадков и отбора вод суши.

Примерочными являются соляные озера, образовавшиеся в континентальных условиях в результате растворения подземных водом древних морских соляных отложений и соляно-купольных структур. Вероятно, образование соляных, связанное с соляными отложениями и в большей или меньшей степени, имеет в основе наибольшую часть групп озера с высоким содержанием солей.

Первоначальный солевой состав минеральных озера определяется соотношением ионов и поступающих в озера водах. При испарении происходит концентрирование природных растворов с последующей метаморфизацией солевого состава. В основном метаморфизация связана с выпадением, по мере концентрирования рапы, солей в последовательности, определяемой их растворимостью, так и целым рядом других факторов, связанных с физико-химическим равновесием.

Заметное влияние на метаморфизацию солевого состава минеральных озера оказывают процессы катионного обмена. В качестве примера можно привести следующую схему. Представим себе озеро с преобладающим содержанием рапы, подверженное в связи с этим значительным циклическим колебаниям солевого состава.

Таблица 18

Основные соли, содержащиеся в соляных озерах

Характеристика соли	Название	Состав
Простые:		
Хлориды натрия	Галит	NaCl
	Гидраталит	$\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Хлориды калия	Бишопит	$\text{KCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Сульфаты натрия	Мирабилит	$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
	Тенардит	Na_2SO_4
Сульфаты калия	Кипарит	$\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$
	Гипсидрит	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Сульфат кальция	Эпсомит	$\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Карбонаты и бикарбонаты натрия	Гидр	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
	Моногидрат	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$
	Сода	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
	Бикарбонат натрия (пищевая сода)	NaHCO_3
Сложные:		
Хлориды	Кораллит	$\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
	Тахидрит	$\text{CaCl}_2 \cdot 2\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
Сульфаты	Асфидрит	$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Сульфаты и хлориды	Кинит	$\text{KCl} \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Карбонаты и бикарбонаты	Трона	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

В осенне-зимнее время рапа достигает высоких концентраций главным образом за счет иона натрия, поглощающий комплекс грунтов озера за этот период насыщается главным образом ионами. В весеннее время в озеро поступает пресная вода с высоким содержанием кальция, и происходит значительное уменьшение концентрации рапы. Обладая большей энергией ионизации, кальций (и отчасти магний) вытесняют из поглощающего комплекса грунтов натрий. При этом поглощающий комплекс грунтов насыщается кальцием и магнием.

Поскольку в пресных водах ион кальция связан в основном с бикарбонатами, то замещающий его ион натрия также комбинируется с бикарбонатами, образуется сода и ион натрия озера. В течение лета происходит значительное концентрирование рапы за счет иона натрия, который начинает вытеснять из поглоща-

ДВИЖЕНИЕ ОЗЕРНОЙ ВОДЫ

Движение озерных вод может быть поступательным (течения, перемешивание) или колебательным (волны, сейфы). В большинстве случаев оба вида движений сочетаются. Например, при подходе воды к берегу и при их разрушении возникают волновые течения в прибрежном участке, ватеры и сток являются одной из причин возникновения сейфов и т. п. Ветер, воздействуя на водную поверхность, вызывает одновременно волны, течения и перемешивание. Любая 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 течения, волны, турбулентное перемешивание вод, стоки и впадины и 2) разность плотностей воды, обуславливающая конвективные перемешивания. Волотки, впадающие и вытекающие из озер, создают течения, часто только у устьев или вблизи устьев водоток, но во многих водоемах речные течения распространяются на большие расстояния, а в мьялах проточных озерах и водохранилищах могут сказываться и на 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 дающие крупные волны. Последние факторы действуют только в некоторых районах. Ниже рассматриваются основные виды движения 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 специфике явления в озерах и водохранилищах.

Частицы воды, участвующие в нильном движении, совершают колебания по орбитам и одновременно передвигаются в ветровом течении и перемешивании, как говорилось выше.

Волны характеризуются размерами (высотой и длиной), формой, скоростью орбитального движения, частотой (ν) и поступательного самой волны (C), периодом (T). Высшая точка волны называется гребнем, низшая — подошвой. Высота волны (h) — превышение ее гребня над подошвой, длина волны (L) — расстояние между соседними гребнями или подошвами.

Крутизна волны (ϵ) — отношение высоты к длине $\epsilon = \frac{h}{L}$.

Период волны (T) — время, в течение которого частица совершает полное колебание по своим орбитам. Безразмерная волна (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 глубоководной волны

	L	T	C
L	—	$\frac{g}{2\pi} T^2$	$\frac{2\pi}{g} C^2$
T	$\sqrt{\frac{2L}{g}}$	—	$\frac{2\pi}{g} C$
C	$\sqrt{\frac{gL}{2\pi}}$	$\frac{g}{2\pi} T$	—
ϵ	$h \sqrt{\frac{2g}{L}}$	$h \frac{2\pi}{T}$	$L \frac{g}{2C}$

Размер ветровой волны 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

(если она не очень велика) начнет скапливаться, уменьшая благодаря трению о дно высоту волны. Вследствие этих причин для каждой волны существует участок пути, на котором ветер может увеличивать волнение; этот участок называется действующим разгоном; предельным разгоном называется действующий разгон, максимально возможный при данной скорости ветра.

Основной причиной возникновения волн в озерах является действие ветра на поверхностный слой воды.

На озерах, как и на других водоемах, можно наблюдать катание волн по поверхности, находящиеся под непрерывным воздействием вызвавшего его фактора (большой частью ветра), являющиеся волнами, продолжающимися после прекращения воздействия вызвавшего его фактора. Зыбь на малых озерах — явление редкое.

Для решения ряда практических вопросов, связанных с использованием озер и водохранилищ, наибольшее значение имеет изучение волнового режима на мелководных участках. Волны мелководья воздействуют на берега, гидротехнические сооружения и влияют на возможность подхода судов к берегам.

Колебательные движения частиц происходят по круговым орбитам, согласно траекторной теории волн, только в правильных симметричных волнах зыби. Такие волны весьма редко встречаются в природе даже на участках с большими глубинами. Вследствие разности направлений ветра на наветренный и подветренный склоны волн, они становятся асимметричными. При возмущении давления воздушного потока на волну возникает встречный воздушный поток к наветренной области на гребне, сжимающая ветровой поток от подветренного склона волны. В связи с ростом скорости ветра и крутизны волны ударное давление на ее наветренный склон увеличивается.

Несимметричность поверхности ветра на частицы воды в разных участках волны вызывает асимметричность их движения по орбитам: наибольшая скорость наблюдается в верхней части орбит (на наветренном склоне гребня). Асимметричность скоростей и ускорений орбитального движения обуславливает неперпендикулярную деформацию орбит. С увеличением средней скорости этого движения возрастает диаметр орбит (высота воды). Главными причинами увеличения ускорения являются наименьшая кривизна траекторий, наветренные части орбит длиннее поперечных и наветренней силой волны толкают. Различная кривизна орбит в верхних и нижних частях приводит к их разному изгибу в нижних частях, вызываяшему движение всех частиц, участвующих в волнении, в сторону распространения волны, т. е. возникает негидроустойчивое течение. Разрыв орбит происходит при значительной крутизне волн, при полных волнах его не бывает.

Волны отличаются асимметрией даже на глубоководных участках. На мелководье же бывают полны, настолько значительно отличающиеся от теоретических, что для расчета их размеров часто приходится применять эмпирические формулы, учитывающие

местные условия и лишь в какой-то степени использующие положения траекторной теории волн. То же в значительной степени относится и к водоемам со сложными очертаниями и плаве, где конфигурация берегов, острова весьма существенно влияют на распространение и размеры волн.

На глубинах, равных или меньших половины длины волн, трение о дно существенно сказывается на волнении. Изменяется форма и размеры волн, часть волновой энергии тратится на преодоление трения и, наконец, волна разрушается. Орбиты, по которым движутся частицы при волновом движении на мелководье, всегда имеют форму эллипсов, большие оси которых расположены по направлению движения волны. В начале мелководного участка, когда влияние дна сказывается на воде не сильно, траектории имеют вид симметричных эллипсов, все более вытянутых по направлению больших осей по мере приближения ко дну. На дне большая ось эллипса имеет конечное значение, а малая обращается в нуль, траектория у дна превращается в отрезок прямой, по которой частицы совершают катание. Волны мест разрушения волн траектории становятся несимметричными. Кривизны их верхней части значительно больше, чем нижней. Горизонтальная составляющая скорости, направленная в сторону движения волны, в верхней части становится больше, чем в нижней. Сказанное хорошо иллюстрируется опытами Н. Е. Кондратенко в лотке. На рис. 74 представлены траектории частиц в двух сечениях лотка: I — удаленном от места разрушения волны и II — перед разрушением волны.

Волна в сечении II становится круче: при почти равных высотах (I — 8,6 см, II — 8,7 см), длина волны на II сечении меньше, чем в I (I — 170 см, II — 150 см).

На мелководье скорость и длина волн уменьшаются, высота волн увеличивается, а затем начинает возрастать.

Изменение длины волн в зависимости от глубины теоретически определяется формулой В. В. Шухейкина:

$$L_H = \frac{L_\infty}{1 + \frac{0,067}{H}} \quad (1)$$

где L_∞ — длина волны на бесконечной глубине; T — период; H — глубина; L_H — длина волны на участке с глубиной H .

Короткие волны изменяются с глубиной еще более неправильно и дают значительные отклонения от теоретической зависимости.

Высота волны в общем случае изменяется в зависимости от соотношения между глубиной участка (H) и длиной волны (L).

При глубинах у берега (H) 0,35–0,25 L высота волны уменьшается с уменьшением глубины по зависимости:

$$h_2 = h_1 \sqrt{\frac{H_2}{H_1}} \quad (2)$$

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 .

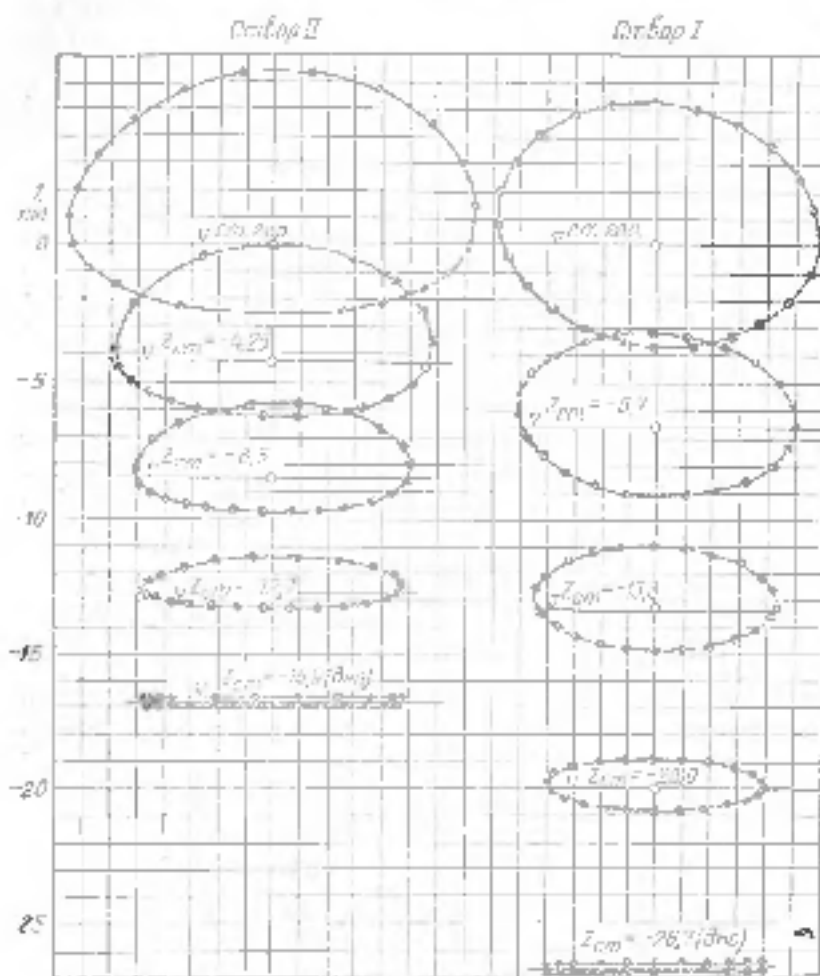


Рис. 74. Трехторик движения частицы воды при волнении (по Н. Е. Кондратьеву)

При $H=0,25-0,10 L$ уменьшение высоты волны идет по зависимости

$$h_1 = h_2 \sqrt{\frac{H_1}{H_2}} \quad (3)$$

(обозначения те же, что и в предыдущей формуле).

Наконец при дальнейшем уменьшении глубины ($H < 0,10 L$) наблюдается обратная зависимость между h и H :

$$h_1 = h_2 \sqrt{\frac{H_2}{H_1}} \quad (4)$$

В ряде случаев могут происходить изменения высоты волн на мелководье, существенно отличающиеся от приведенных закономерностей. При различных сочетаниях действия трения о дно, уменьшающего высоту волны и нераспределения волновой энергии, высоты волн на мелководье могут возрастать, уменьшаться или оставаться неизменными.

При наклонном дне (уменьшение глубины) форма и размеры волны меняются: сначала высота, длина и скорость уменьшаются, затем (при еще большем уменьшении глубины) высота начинает возрастать. Вследствие большего торможения о дно передней части волны по сравнению с гребнем гребень, как бы крестовидно, поднимается: передний склон его становится круче тылового. При некоторой глубине, которую назовем критической ($H_{кр}$), гребень волны перетопит подставку и обрушивается вперед, волна разрушится. Разрушение волны, если оно происходит у берега, называется прибоем, если на мелководье и удалении от берега — бурью.

Опытным путем установлено, что критическая глубина ($H_{кр}$) равна высоте волны (h). При попутном ветре $H_{кр} > h$, т. е. разрушение происходит дальше от берега. При встречном ветре (в случае зыби) $H_{кр} < h$.

Прибрежная зона по соотношению ее глубины с длиной волны может быть подразделена на три части: т а л о к о и о д н у ю ($H > \frac{L}{2}$), где трение о дно практически не влияет на размеры и форму волны; мелководную ($H_{кр} < H < \frac{L}{2}$), в которой размеры и форма волны меняются под воздействием трения о дно; п р и б о ж н у ю ($H < H_{кр}$), где волна становится резко асимметричной, крутизна переднего склona возрастает, он становится острейшим, гребень обрушивается в сторону берега, наряду с колебательным движением частицы воды возникает поступательное, направленные в гребень и сторону берега, у дна — от него.

Энергия ветра передается волнам при его воздействии на наветренные склоны. Она возрастает с ростом скорости ветра и размерами волн и является, следовательно, функцией высоты и длины волны. Энергия трехмерной волны глубоководного водоема, отнесенная к единице длины гребня волны, выражается следующей зависимостью:

$$E = E_k + E_p = \frac{\rho g h^2 L}{8} \quad (5)$$

где E_k — кинетическая энергия, E_n — потенциальная энергия, h — высота волны, L — длина волны, ρ — плотность воды, g — ускорение силы тяжести.

Наибольшее количество энергии заключается в гребне, причем, чем ближе к месту разрушения волны, тем больше энергии сосредотачивается в нем.

По опытам Н. Е. Кондратьева, рассмотренным выше, соотношение энергий гребня (E_n) и подошвы (E_k) волны по мере приближения к месту ее разрушения увеличивается в пользу гребня: в I створе $\frac{E_n}{E_k} = 2,3$, во II створе 3,2 (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, в створе II $E = 1217$ э.

На малое количество энергии волн и ее распределение в них меняется. Она тратится на преодоление сопротивления трения о дно, возрастающего с уменьшением глубины и обращающегося в конце концов в непреодолимое препятствие. На малое количество возмещает (за счет потенциальной) кинетическая энергия волн, которая концентрируется в их гребнях. При разрушении вся энергия переходит в кинетическую и волна обращается в поток, быстро теряющий свою энергию на трение.

Трансформировавшаяся волна 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. Возле, заключенные в воде, и плавающие предметы с силой выбрасываются на берег, часто за границу гребня. В нижней части волны наблюдается срыв твердых частиц и отрыв 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 наклонной 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 подходящей волны даже вдвое, а длина остается той же. Эта волна не имеет никакого перемещения, гребни и ложбины возникают в тех же вертикальных плоскостях. У пологих берегов происходит только частичное отражение волн.

Давление волн на единицу поверхности вертикальной стенки (P) определяется по формулам:

$$P = 1,7 \gamma \frac{v^2}{2g}, \quad (6)$$

где v — орбитальная скорость частиц, определяемая по формуле

$$v = \frac{h}{L} \sqrt{2\pi \frac{L}{h} \operatorname{cth} 2\pi \frac{h}{L}},$$

γ — удельный вес жидкости, g — ускорение силы тяжести; для разбитой волны

$$P = 1,7 \gamma \frac{(0,75c + v^2)}{2g}, \quad (7)$$

где c — скорость волны.

Как видно из приведенных формул, давление разбитой волны на берег больше, чем поразбитой. Это подтверждается и опытами.

При углах наклона стенки (или берега), меньших 45° , волна выкатывается на откос и, если глубина мала ($H < H_{ог}$), бурно разбивается о стенку.

Высота выкатывания волны (h_k) от спокойного горизонта (по Н. П. Лжунговскому) равна:

$$h_k = 3,2 k h \lg n, \quad (8)$$

где k — коэффициент, зависящий от шероховатости (для гладких стенок $k=1$, для каменной наброски $k=0,77$ и т. д.), h — высота волны в м, n — угол наклона стенки (от 1 до 45°).

По данным Никитенко-Ворожикова на Волге у Камышина формула Н. П. Лжунговского дает результаты, близкие к наблюдаемым в действительности (при $k=0,8$ и $h=0,6-1$ м): $h_k=0,31-0,56$ м — по формуле Н. П. Лжунговского; $h_k=0,26-0,59$ м — по наблюдениям В. П. Поднякина. По В. Парякову, $h_k=0,5 h$.

В. А. Пешкин дает формулу для расчета высоты выкатывания волны на пологий ($\alpha < 15^\circ$) берег

$$h_k = 0,525 \frac{1}{\sqrt{\alpha}} h \lg n \quad (9)$$

(показатель шероховатости $\sqrt{\alpha}$ берется по таблице Н. П. Павлянского).

Давление, оказываемое волной на единицу 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 волна вкатывается далеко, энергия ее расходуется постепенно и поэтому сильного разрушительного удара она не наносит.

В случае, когда у подножия отвесного берега расположен участок с малыми глубинами ($H < H_{кр}$), волна разрушается, не доходя до берега и масса воды опрокидывающегося гребня приобретает быстрое поступательное движение. Если разбивание волны произошло на расстоянии не менее половины ее длины от берега, то при ударе масса воды об него проходит изброс. Достигающий высоты нескольких десятков метров, в котором частицы воды движутся с большими скоростями. Сильное давление (удар) при избросе обусловлено передачей количества движения значительной массе воды малым объемом ее, участвующим в избросе. Высота изброса (z) над исходным уровнем воды определяется зависимостью:

$$z = h_1 + \frac{(0,75c + c_0^2)}{2g},$$

где h_1 — высота прибывающей волны, определяемая по формуле:

$h_1 = H \sqrt{\frac{H}{H_{кр}}}$ (H — высота волны на глубокой воде, H — глубина у подножия обрыва); c — скорость волны, c_0 — орбитальная скорость частиц воды, g — ускорение силы тяжести.

Волны из крупных озер и водохранилищах достигают значительной высоты (до 3 и даже 5–6 м). Так, на Неревском озере отмечены волны высотой до 3 м, на Рыбинском водохранилище — до 2 и более м. Основное отличие озерных волн от морских — большие крутизна (по длине озерные волны значительно уступают морским). Например, на Телеском 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 искривляется к нему и направление ее движения приближается к перпендикулярному. Причиной этого явления, называемого **рефракцией** волн, заключается в том, что прибрежный участок волны испытывает большее трение, движение его замедляется и короче участок перпендикулярен береговой, поворачиваясь к берегу.

Рефракция происходит при отклонении глубины подступа (H) к длине волны (L), меньшем 0,4 ($\frac{H}{L} < 0,4$). Одновременно с поворотом волны при рефракции происходит искривление линий гребней в плане. Если при этом линии гребней принимают выпуклую форму, происходит растягивание фронта волны и уменьшение количества энергии, приходящейся на единицу длины

гребня, если они принимают вогнутую форму — происходит концентрация энергии. В первом случае высота волн уменьшается, во втором — возрастает.

В случае, если горизонтальная параллельна линии берега, изменение направления движения волн при рефракции можно определить по формуле В. В. Шулейкина:

$$\sin \alpha_0 = \frac{1 + \frac{0,05 T_1^2}{H_1}}{1 + \frac{0,05 T_2^2}{H_2}} \sin \alpha_1 \quad (11)$$

где α_1 — угол между направлением движения волн (лучей 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 выбирается в точке с глубиной равной 0,4 L .

Внутренние волны. На поверхности раздела между двумя слоями, выходящими разную плотность, возникает внутренняя или пограничная волна. Внутренние волны вызываются либо трением между слоями при движении их относительно друг друга (аналогично тому, как возникают ветровые волны на поверхности воды), либо колебательным движением, возникающим в одном из слоев.

При наличии поверхностных и внутренних волн гребни поверхностных волн располагаются над подлинными внутренними, а подлинными поверхностных — над гребнями внутренних волн. Это объясняется условиями статического равновесия, из которых можно определить соотношение между высотами внутренних и поверхностных волн:

$$h_k = h_s \frac{\rho_1 - \rho_2}{\rho_2 - \rho_1}, \quad (12)$$

где h_s — высота внутренней волны, h_k — высота поверхностной волны, ρ_1 и ρ_2 — плотность верхнего и нижнего слоев воды.

Работа (W), необходимая для подъема 1 м³ воды с плотностью ρ_2 на 1 м в среде с плотностью ρ_1 , будет

$$W = g(\rho_1 - \rho_2).$$

Разность 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 высказана Н. Н. Зубовым. В. В. Шулейкиным выведена формула, дающая

приближенное значение давления внутренних волн на берег

$$P_n = \frac{P_0}{\frac{\rho_2}{\rho_1} \left(1 - 4\pi \frac{H^2}{L^2} \right)}, \quad (13)$$

где P_0 — давление внутренней волны, P_n — значение поверхностной волны. H^2 — глубина, на которой размещается внутренняя волна, L — длина внутренней волны, ρ_1 и ρ_2 — плотности воды в верхнем и нижнем слое. Давление внутренней волны может быть больше давления поверхностной.

Приведенная формула справедлива только для волн средних размеров, при которых происходит перемешивание, исключение внутренние волны. 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 преодолена устойчивость этих слоев. После преодоления устойчивости внутри внутренних волн возникают вихри и перемешивание между слоями.

Волны в грунте дна. Если грунт дна имеет достаточную пористость, то в зазорах между порами воды под влиянием волн, распространяющихся в водной массе водосна и проходящих по мелководью, возникают волновые колебания. Эти колебания обусловлены изменением давления столба воды, расположенного над какой-либо частью грунта, при прохождении гребней и впадин волн. Размах этих колебаний значительно меньше размаха колебаний в воде озера. Он 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 в грунте дна. И. Е. Кондратьевым (1956) дается общая схема расчета этих потерь энергии и устойчивости дна озера.

Расчеты волн. При расчетах волнового режима в первую очередь вычисляются высота и длина волны. Большинство современных методов расчета базируется на закономерностях наложения, распределения и потерь энергии при волновом движении (В. Г. Андреев, А. И. Браславский, И. А. Лабызовский и др.). Но, поскольку волнение в озерах и водохранилищах весьма сложно и зависит от целого ряда причин, воздействие которых существенно различается на различных водоемах, во многих формулах включаются эмпирические коэффициенты и показатели степени, справедливые для условий, идентичных

примятым при выводе формул. Высота (h) и длина (L) волн рассчитываются как функции скорости ветра (W м/сек) и разгона (D км). В некоторых формулах учитывается также глубина водоема (H м), продолжительность действия ветра (t ч), начальная высота волны (h_0 м).

Для озер и водохранилищ лучшие результаты дают формулы В. Г. Андреева

$$h = 0,0208 W^2 D^{\frac{1}{2}}, \quad (14)$$

$$L = 0,304 W D^{\frac{1}{2}}, \quad (15)$$

$$\text{Н. А. Дьяковой} \quad h = 0,0186 W^{0,71} D^{0,11} H^{0,24}, \quad (16)$$

$$\text{Н. Д. Шипова} \quad h = 0,151 H^{0,23} W D^{0,46}, \quad (17)$$

$$L = 0,104 H^{0,23} W D^{0,46}, \quad (18)$$

$$\text{Н. А. Лабызовского} \quad h = 0,073 W \sqrt{t D}, \quad (19)$$

$$L = \frac{1}{6} h = 0,012 W \sqrt{\frac{H}{2}}, \quad (20)$$

где $\epsilon = \frac{h}{L}$ — крутизна волны.

$$c = \sqrt{\frac{g L}{2\pi}} = 0,338 W^{\frac{1}{2}} \left(\frac{D}{\epsilon} \right)^{\frac{1}{2}} \text{ м/сек}, \quad (21)$$

$$T = \frac{L}{c} = 0,216 W^{\frac{1}{2}} \left(\frac{D}{\epsilon} \right)^{\frac{1}{2}} \text{ сек}. \quad (22)$$

Предельный разгон (D_n) определяется из формулы скорости волны (c):

$$D_n = 30,0 W^2 \epsilon. \quad (23)$$

Крутизна волны (ϵ) вычисляется по формуле

$$\epsilon = \frac{1}{0,41102 W^2 D}. \quad (24)$$

В формулу для h вводится поправочный коэффициент K для учета интенсивности развития волн в первый период их образования

$$K = 1 + e^{-0,1 \frac{t}{T}}.$$

Тогда

$$h = 0,073 K W \sqrt{t D} \quad (25)$$

А. П. Браславским (1952) разработан метод расчета высот волн 0,1% обеспеченности (с последующим пересчетом на любую обеспеченность), оказавшийся наиболее пригодным для большинства крупных водоемов.

Формулы А. П. Браславского для мелкой воды:

$$h_{n+1} = \left[\frac{U_n}{U_{n+1}} h_n^2 + \frac{K}{U_{n+1}} (x_{n+1} - x_n) (R_1 - R_2) \right]^{1/2}, \quad (26)$$

где h_n, h_{n+1} — высоты волн, U_n, U_{n+1} — групповая скорость волны или скорость передачи энергии поля воды разгона, x_n, x_{n+1} — расстояния от начала рассматриваемого профиля по направлению движения волны, R_1 — осредненное по времени количество энергии, передаваемое ветром волне 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 разности, сложив по нему, может быть решено только подбором. С целью облегчения расчета А. П. Браславским построены номограммы для скоростей ветра 5, 10, 20 и 30 м/сек в определенных группах дов, по которым можно найти высоты волн 0,1% обеспеченности (одна высота на 1000) ¹, располагая данными о длине разгона (D) и глубинах на участке ($H_1, \dots, H_n$).

На номограммах (рис. 7б, 7в) по горизонтальной оси отложены разгоны в км и 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 разгонов). Затем строятся профили по створам и определяются глубины и длины участков с однородным рельефом дна. Приближенно высоту волны в конце поперечника можно рассчитать по средней глубине на поперечнике и длине его (разгона). Для этого по оси D откладывают длину поперечника и восстанавливают перпендикуляр к оси D до пересечения со сплошной кривой, соответствующей средней глубине профиля ($H_{ср}$), затем спускают по горизонтальной шкале пересечения на ось $h_{0,1\%}$ и отсчитывают

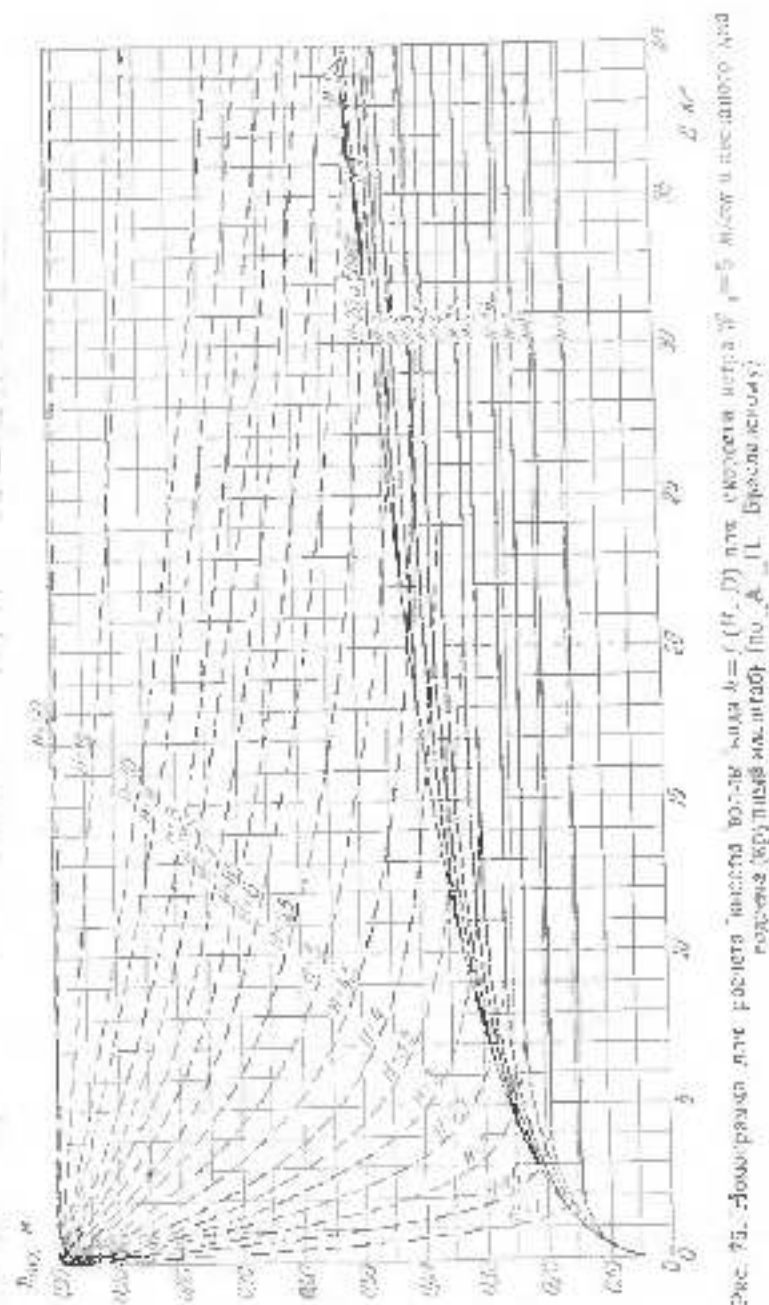


Рис. 7б. Номограмма для расчета волн 0,1% обеспеченности по скорости ветра U и длине разгона D при известной средней глубине H водоема.

¹ По последним исследованиям Г. П. расчет по методу А. П. Браславского дает высоту 1% обеспеченности около 5%.

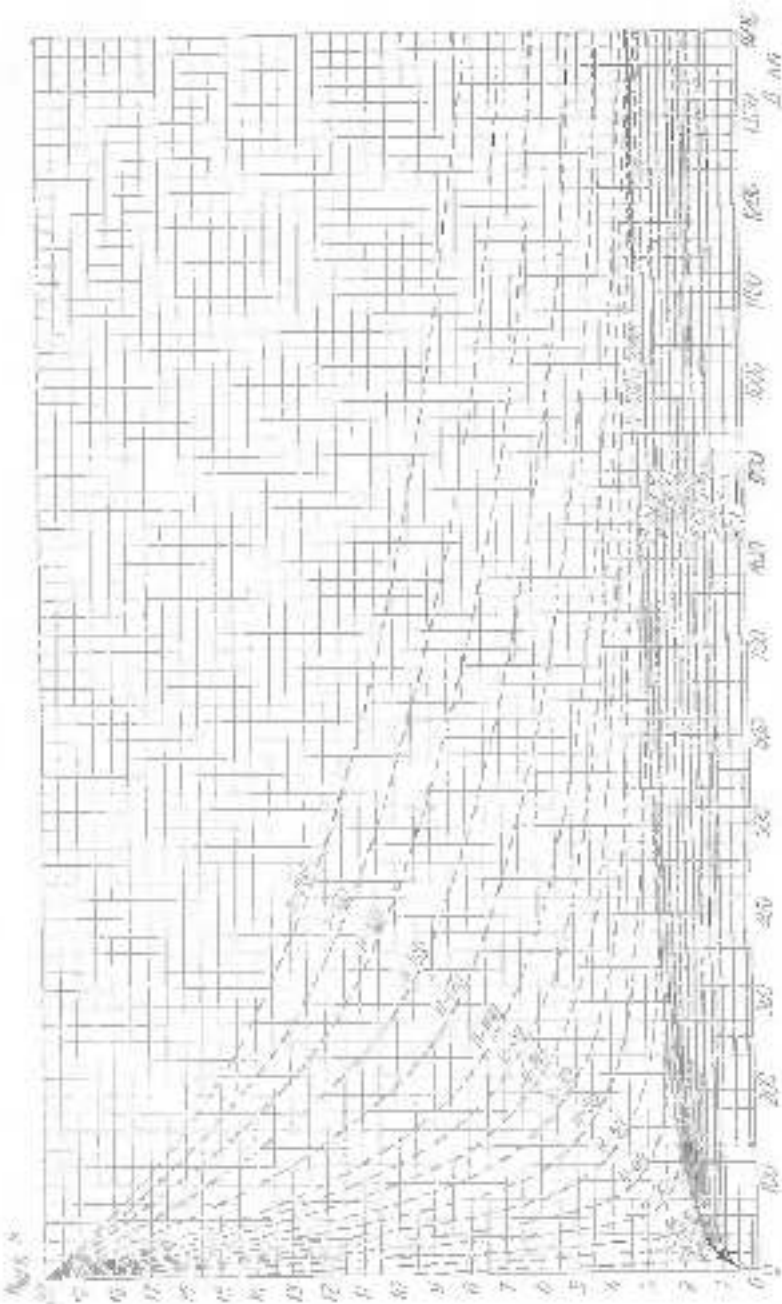


Рис. 76. Конструктивный метод определения высоты $H = f(T, L)$ для скорости ветра $W^2 = 10$ м/сек и круглого песчаного дна (по А. И. Брандесу)

высоту волны. Для уточнения расчета можно определить высоту волн по средним глубинам на участках с однородным рельефом. В этом случае при определении высоты волны на каждом участке следует исходить из высоты волны, рассчитанной для предыдущего участка.

В случае увеличения высоты волны на текущем участке, при увеличении глубины на нем по сравнению с предыдущим (рис. 77а) складывают на вол $H_{0,12}$ найденную высоту волны 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 ($H_{0,12}$); от точки пересечения по горизонтали откладывают длину расчетного участка $\Delta x = x_{n+1} - x_n$ и восстанавливают из конца отрезка Δx перпендикуляр до пересечения с той же кривой $H_{0,12}$, после чего свесят точку пересечения на вертикальную ось, где и отсчитывают высоту волны $H_{0,12}$. При уменьшении высоты волны, связанном с уменьшением глубины на последующем участке, пользуются обратными кривыми (рис. 77б).

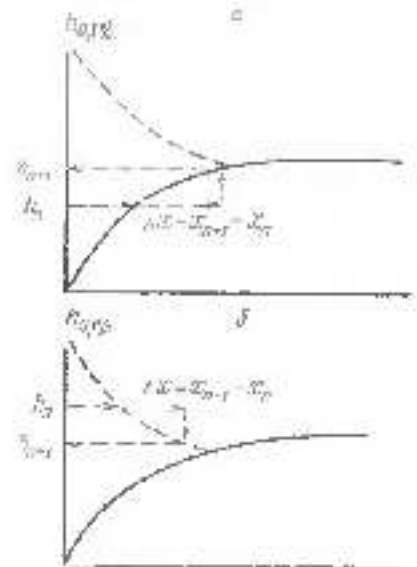


Рис. 77. Схема определения высоты волн по координатам А. И. Брандеса:
а — при увеличении высоты волны,
б — при уменьшении высоты волны

В случае, когда на пути волны встречается глубина, меньшая ее высоты ($H < h$), волна разбивается. Не разбившись, только волны, имеющие высоты, равные глубине или меньше. Поэтому при расчете высоты волны на следующем участке в этом случае за ее начальную высоту принимают $H_0 - H_0$.

При расчете высоты волн на узких вытянутых по ширине шара водоемах следует учитывать рефракцию. Предельная высота волны, при которой не будет рефракции, равна $2H_0$, где H — глубина, α — крутизна волны ($\alpha = \frac{H}{L}$). Крутизну волны можно определить по номограмме.

После определения высоты волны находят другие ее элементы по формулам для волн малой амплитуды на косой волн

глубине: $L = \frac{h}{v}$ (27)

$C = 1.25 \sqrt{\frac{h}{v} \tanh 2\pi \frac{H_p}{h}}$ (28)

$T = 0.8 \sqrt{\frac{h}{v} \coth 2\pi \frac{H_c}{h}}$ (29)

Средняя ошибка расчета по методу Браславского составляет 10.8%. Средняя ошибка при наблюдении по радиометрической поке 10-20%.

Для учета переменной глубины (уклона дна) вводится поправка E, для нахождения которой и зависимости от длины участка построил график зависимости $E = f(x_{n+1} - x_n)$.

С введением этой поправки истинная высота волны в точке расчета $H_{n+1}^{ист}$ будет:

$H_{n+1}^{ист} = H_{n+1}^{расч} + (H_{n+1}^{расч} - H_{n+1}^{расч}) E$ (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 - разности (L) с помощью построенной А. П. Бригавского номограммы $h = f(W_{10}, L)$ (рис. 78).

Для пересчета высот волн 0.1% обеспеченности на высоты волн любой 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	90
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	0.78	0.67	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	0.98	0.96	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	1.20	1.10	1.15	1.11	1.10	1.07	1.00	0.91	0.78
10	1.48	1.41	1.30	1.27	1.25	1.23	1.22	1.15	1.10	1.00	0.85
15	1.59	1.52	1.42	1.39	1.35	1.33	1.31	1.26	1.18	1.09	0.92
90	1.72	1.64	1.49	1.45	1.43	1.42	1.41	1.39	1.25	1.18	1.00

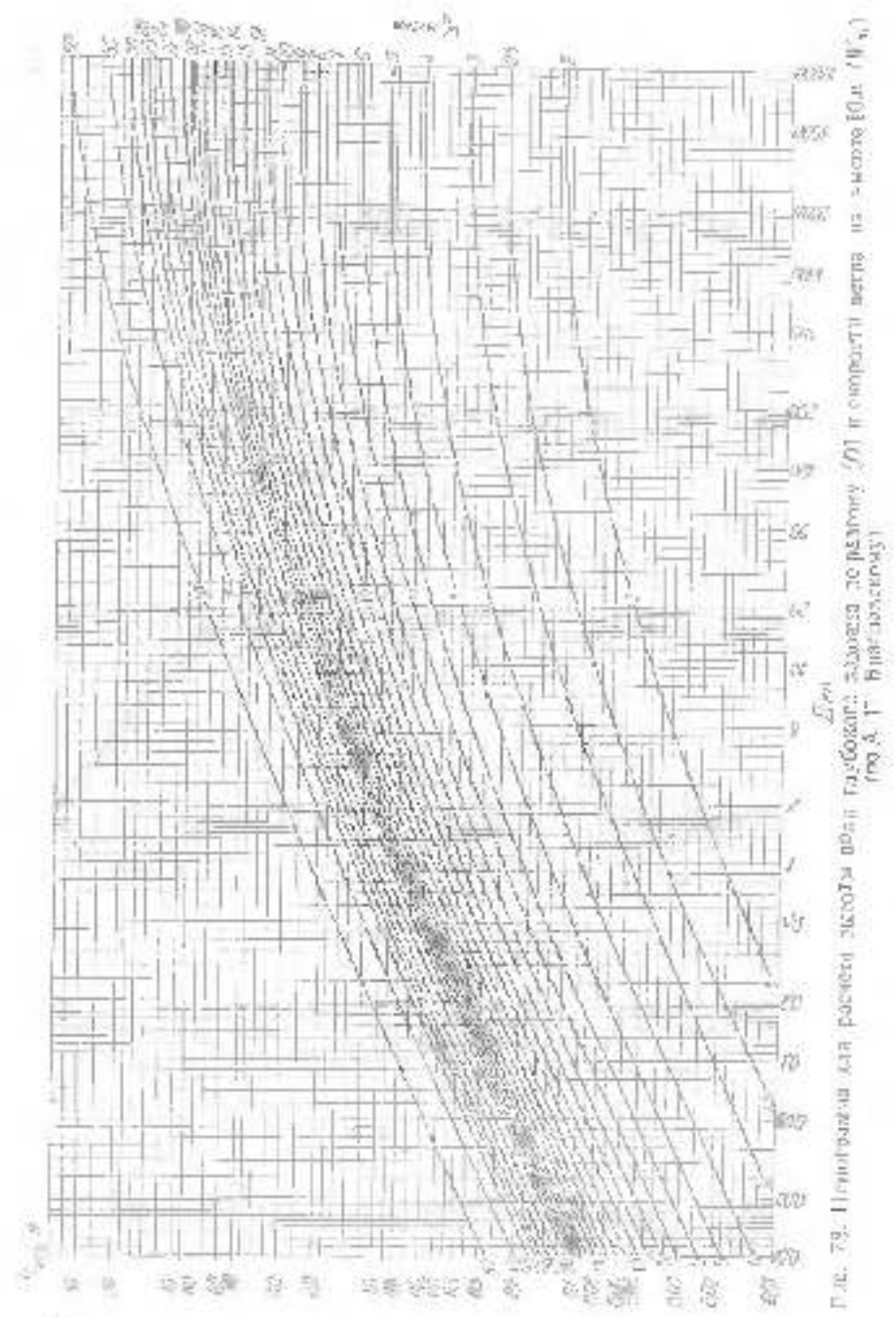


Рис. 79. Номограмма для расчета высоты волн (по А. П. Бригавскому)

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	Фактор на уровне деревьев, отбрасываемый вправо от фактора
	Факторы для различных типов деревьев
На открытой возвышенности (пустыня, степь)	Среднее значение и среднее значение фактора для деревьев
На открытой возвышенности для деревьев на расстоянии 30—40 м с одной стороны	Факторы для различных типов деревьев
На склоне на открытой возвышенности, ближайшем к станции на расстоянии 30—50 м, фактор выше окружающих предметов	Факторы для различных предметов
На открытой равнине возвышенности (холм, дуга, возвышенность) с 200—500 м лес или кустарника	1,7
На открытой равнине возвышенности (холм, дуга, возвышенность) с 100—200 м лес или кустарника	1,6
На равнине возвышенности (холм, дуга, возвышенность) с 100—200 м лес или кустарника	1,4
На равнине возвышенности (холм, дуга, возвышенность) с 100—200 м лес или кустарника	1,3
На равнине возвышенности (холм, дуга, возвышенность) с 100—200 м лес или кустарника	1,1
На равнине возвышенности (холм, дуга, возвышенность) с 100—200 м лес или кустарника	1,0

Ввиду сложности режима ветров над водоемами и изменчивости их скорости и направления их для наглядности результатов разработаны методы расчета элементов волн, которые дают удовлетворительные результаты. Поэтому для контроля расчетов по формулам и построениям и для выявления закономерностей 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 изучения

при котором как высоты отдельных гребней волн, так и высоты по длине волны и того же гребня, сильно отличаются друг от друга, чем при установившемся волнении, сильно характеризуются более высокими коэффициентами периода (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, означают же H_p для морской волны равно, по Л. Ф. Литке, 0,20).

Сравнительно небольшие колебания C_p для высот волн позволяют определять их и принять: 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 C_p .

В качестве расчетной максимальной волны И. И. Джункопский для расчета действия волн на гидротехнические сооружения предлагает брать в качестве максимальной волну 2% обеспеченности. За среднюю волну принимается волна 50% обеспеченности.

Период волны — 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 ИИ для периодов волн, при $C_p=0,29$, $C_p=0,44$.

Материалы стереофотограмметрической съемки показывают, что данные волн варьируют так же, как и высоты ($C_p=0,31—0,51$).

ТЕЧЕНИЯ

Течения в открытых водоемах делятся на дрейфовые и гравитационные (градиентные). Первые возникают под действием ветра на поверхность воды, которые являются горизонтальной составляющей силы тяжести, или, что то же самое, горизонтальной градиентом гидростатического давления, возникающего 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 открытых водоемов оказывают существенное воздействие местные факторы, в первую очередь глубины и рельеф дна водоемов. Поэтому теория ветровых (дрейфовых) течений, разработанная В. Эйзенлом для океанов, применима к рекам и течениям с весьма большими ограничениями. На любое течение в водоеме, помимо основного фактора, вызвавшего 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 зависимо-
мостью:

$$\tau = \mu \frac{dw}{dz} \sin \varphi \sin^2 \varphi, \quad (31)$$

где μ — коэффициент турбулентного трения или виртуальной
вязкости ($\text{см}^2/\text{сек}$), $\frac{dw}{dz}$ — вертикальный градиент скорости.

Между коэффициентом μ и скоростью ветра (W) при $W > 5.5 \text{ м/сек}$ существует зависимость:

$$\mu = aW^2, \quad (32)$$

где a — коэффициент пропорциональности.

В ветровом течении значения μ уменьшаются с глубиной
и связаны с уменьшением скоростей течения, в соответствии с
тихореобразиями.

Сила внутреннего трения, с одной стороны, способствует
передаче движения от слоя к слою, с другой — поглощает часть
механической энергии, переводя ее в тепловую.

Сила инерции 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 направ-
ления 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 по-
ворот течения возможен только в исключительно глубоких водое-
мах и в большинстве озер не наблюдается. В. Эрман назвал
эту глубину глубиной трения (D) и вывел формулу для ее на-
хождения:

$$D = \pi \sqrt{\frac{\mu}{g \cdot \sin \varphi}}, \quad (33)$$

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 увеличе-
нием коэффициента турбулентного трения (μ). Поскольку μ
пропорционален квадрату скорости ветра, D возрастает при
увеличении скорости ветра. Изменение течений с глубиной зави-
сит от соотношения величины D и глубины водоема (H). Если
соотношение $\frac{H}{D} > 1$, то направление течения с глубиной меняется
так же, как и 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 обусловле-
но воздействием трения в дис при малых глубинах. При усиле-
нии ветра D возрастает, отношение $\frac{H}{D}$ уменьшается, и, следо-
вательно, отклонение течений от направления ветра будет мень-
ше (водоем в этом случае как бы мелет).

В подавляющем большинстве озер и водохранилищ соотно-
шение $\frac{H}{D} < 1$, особенно при сильных ветрах; течения в них раз-
виваются так в исключенных водоемах.

Ветровые (дрейфовые) течения возникают под
действием трения ветрового потока о поверхность воды и дейст-
вия ветра на изветренные склоны воды (см. раздел «Волны»).

Сила поверхностного трения, влияющая вследствие си-
лы ветра (τ_w), определяется по эмпирической формуле:

$$\tau_w = \rho_a \cdot K W^2 \sin \varphi \sin^2 \varphi, \quad (34)$$

где ρ_a — плотность воздуха, W — скорость ветра в м/сек, K —
коэффициент, зависящий от шероховатости водной поверхности
и пропорциональный площади волны (λ):

$$K = 0,0011 + 0,003\lambda \quad (\text{по А. В. Карзуневу}).$$

Для морей K принимается равным 0,002. Между скоростью
ветра (W) и скоростью поверхностного течения (U_s) в водоеме
существует эмпирическая зависимость:

$$U_s = \frac{A\pi}{T \sin \varphi}, \quad (35)$$

где φ — географическая широта, A — ветровой коэффициент,
приблизительный разный исследователями в среднем равным
0,0127—0,0140. Величина A сильно меняется в зависимости
от местных условий (глубина, конфигурация берегов, наличие
островов и т. п.) и меняется с глубиной, в которой определялась
течение. Так, В. К. Давыдовым для Петрозаводской губы Онеж-
ского озера получен $A = 0,063$, А. В. Карзуневым для Гурьев-

ского озера (Пензенская обл.) — 0,0083, Н. И. Струвекин для Каспия — 0,0087—0,0091. Малые значения A (0,0083; 0,0087) объясняются наличием берегов и малым озером (Пурисское) на прибрежной части (прибрежная часть 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 скорости ветра.

Н. К. Данилова (1925) наблюдала на Онежском озере следующие скорости поверхностных течений при различных скоростях ветра:

W м/сек	1	3	4	4,2
U_0 см/сек	2	18	25	28
$\frac{U_0}{W}$ %	3	6	6	7

Винья (Winjpe, 1927) отметил изменение скоростей поверхностных течений с изменением скоростей ветра для малых озер:

W м/сек	U_0 см/сек	$\frac{U_0}{W}$ %
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 ветра.

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, охватываемого течением, и степень затухания течения с глубиной сильно варьируют в зависимости от местных условий. Наблюдения, показывая, что ветровые течения простираются в среднем до зна-

Таблица 22
Изменение характеристик озер и озеровидных течений в зависимости от скоростей ветра
(по Н. К. Даниловой)

	Скорость ветра										по данным Бергана
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Высота волны (h) , м	0,5	0,9	1,4	2,1	2,8	3,8	4,9	6,4	8,1	10,3	
Длина волны (L) , м	10,0	20,0	30,0	51,0	65,5	98,5	130,0	155,0	184,0	195,0	
Вектор волны $\vec{P} = \frac{g}{W}$	2,5	1,9	1,4	1,1	0,97	0,85	0,77	0,73	0,70	0,67	
Кривизна волны $r \cdot 10^3$	25	41	58	81	93	97	99	91	82	72	
Скорость течения на поверхности $\frac{U_0}{W}$ %	0,6	0,75	1,0	1,3	1,5	1,7	1,8	1,9	2,0	2,1	
$\frac{U_0}{W}$ %	2,00	1,75	1,32	1,03	0,96	0,85	0,79	0,74	0,71	0,69	
Глубина течения D , м	1,3	21,0	42,0	54,4	70,2	99,0	121,8	145,8	171,0	199,0	
$\frac{1}{D}$	1,34	1,05	0,99	0,96	0,83	0,79	0,80	0,80	0,82	0,85	

сительных глубин. Так, Г. Ю. Верещагин отмечал на Байкале течения до глубины 200 м, В. А. Давыдов¹ наблюдал в Петрозаводской 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.
(из В. К. Давыдова)

№ станции	Глубина, м	Течения			Ветер (направление, скорость м/сек)
		скорость, см/сек	направление	$\frac{U_z}{U_0}$, %	
1	0	2	ЮЗЗ	100	СВ 3,5
	7	1	З	200	
	12	0	ЗЗЗ	300	
2	0	13	ЗСЗ	100	В 3,7
	10	12	ЗСЗ	92	
	13	13	ЗСЗ	100	
	22	3	ЮЗЗ	20	
3	0	14	З	100	В 3,9
	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. Хальбфассу, 1927)

Глубина, м	Скорость течения (U_z), см/сек	$\frac{U_z}{U_0}$, %
0	28	100
7,6	3,9	14
30,5	2,7	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 изменение уровня (наплыв, спад) вызывающее градиентное течение, накладывающееся на ветровое.

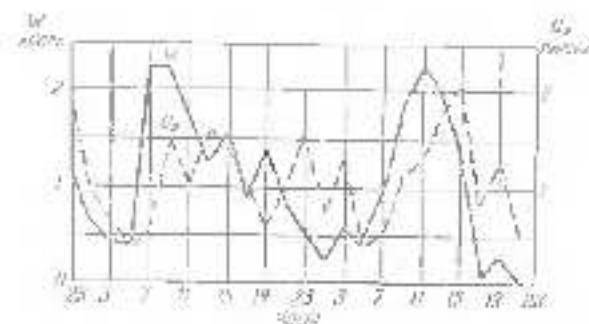


Рис. 79. Хронометрический график изменений скоростей ветра (U_0) и поверхностного течения (U_z) в Туркменском озере в мае 1928 г. (по Л. И. Карахмусу)

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. Возникнут 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. Зайцеву)

На рис. 80 показано положение изобарических поверхностей при наклоне зеркала в озере с одинаковой плотностью воды по всей водной массе.

Разница в гидростатическом давлении, вызывающая течение, 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 расположению 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 склоно-ветровые.

Стоковые течения в крупных озерах и водохранилищах прослеживаются на различных расстояниях от устьев (или истоков) рек, в зависимости от их силностей течения и расходов. Так, в оз. Байкал, по данным Г. И. Верещагина, воды Селенги летом обнаруживались на расстоянии 30 км от ее устья, а течения у истока Ангары — на 3 км от него.

В случае совпадения направлений речного стока и ветров они могут образовывать крепкие или потесненные (жиз, 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 периоды паводков и паводков. Стоковые течения могут быть в зависимости от соотношения плотностей речных и озерных вод поверхностными и глубинными.

Режим склоно-ветровых течений связан с потерей массы 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 волнообразных градиентных течений, направленных от участков с повышенным уровнем к участкам с пониженным. Компенсационные течения по широте лежат противоположны дрейфовым.

Компенсационные 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 приближены и понижения уровня на отдельных участках акватории связаны с разностями в скоростях и направлениях ветра над этими участками. Морфологические особенности контурины водоема играют существенную роль в явлениях нагона. У прибрежных берегов компенсационные 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 перепады 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 его-западной; в мелководных заливах Арала они достигают 2 м. В общем случае склоно-ветровые колебания уровня и связанные с ними наклоны водной поверхности больше при низких уровнях водоема, когда приливные компенсационные течения затруднены, чем при высоких (рис. 81).

Наибольший подъем уровня бывает в начале нагона, когда вследствие инерции водных масс еще не успевает установиться глубинное компенсационное 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 период связан не только с большими скоростями ветра, но и с резким увеличением его интенсивности.

Ветровые течения, возникающие при штормовых колебаниях 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 течений р. Дона в период половодья¹. В северо-восточной части того же водоема при паводе 25/X — 1952 г. расход дрифтового

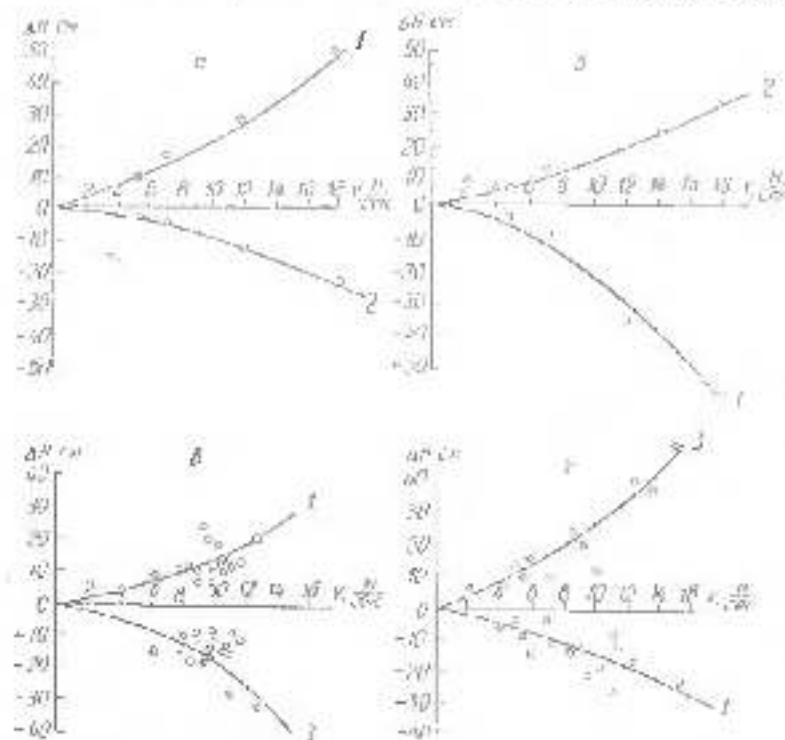


Рис. 81. Стояно-ветровые колебания уровня Цимлянского водохранилища в 1952—1953 гг., при порывах ветра над нулем: графики 1 и 2 (а, б) и 7 и 8 (в, г) восток северо-восточной четверти (а, б) и юго-западной четверти (в, г) по П. П. Конюдаву и Л. А. Конюдовой.
1 — Цимлянская, 2 — Островная, 3 — Калач

течения, направленного против обводохранилища, достигал под мостом у хутора Рыжков 600—800 м³/сек, а в то время как транзитный расход не превышает в этот период 280 м³/сек. Разности уровней между стоявыми и явными участками превышают 1 м; 4—5/XI—1952 г. они достигали между подпорными пастами ст.

¹ См. А. В. Карпушев: Исследования и расчеты стока-излива водохранилищ Цимлянское водохранилище, Лр. 113а, 1956, табл. 16.

Цимлянская и хут. Супоросский (расстояние около 110 км) 95 см, между ст. Цимлянская и г. Калач (расстояние около 175 км) — 113 см¹. Колебания уровня на стоявом и явном участках водохранилища представлены на рис. 82.

Явления стоява и ява на значительное усложняются колебаниями скорости и направления ветра, степенью проточности

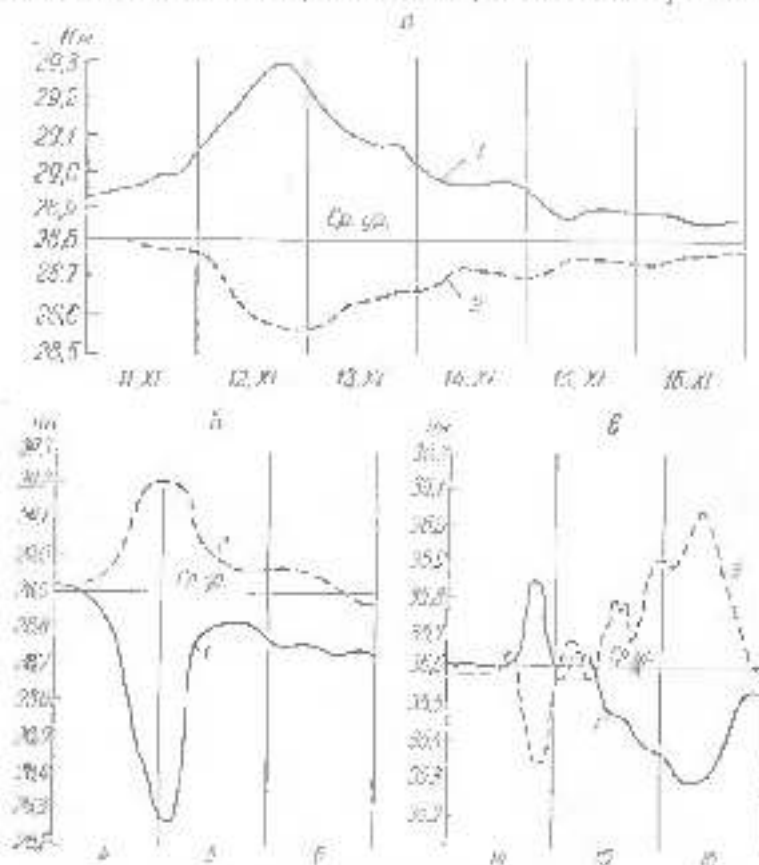


Рис. 82. Изменения уровня Цимлянского водохранилища при стояве и яве: 1—15/XI—1952 (а), 4—6/XI—1952 г. (б) и 14—16/XI—1953 г. (в, г) по П. П. Конюдаву и Л. А. Конюдовой.
1 — Цимлянская, 2 — Супоросский, 3 — Дельта

водоема и связанными с ней стоявыми течениями. Последний фактор играет особенно существенную роль в водохранилищах, где, кроме того, связывается режим искусственной проточности.

¹ См. П. П. Конюдава, Л. А. Конюдова, О колебаниях уровня Цимлянское водохранилища. Метеорология и гидрология, 1954, № 6.

В зависимости от условий, в которых происходит стоян в нагон, и от особенностей движения воды и колебаний уровней при их возникновении и развитии определяются основные типы стоян и нагонов.

Неустойчивый 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 течений. Перемена направления ветра еще более усложняет явление. Неустойчивый нагон — наиболее распространенный в озерах и водохранилищах.

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 критическим течением. В последнем случае расходи дрейфового и градиентного течений могут быть не равны друг другу.

Частный случай установившегося нагона — **стационарный нагон**, возникающий при отсутствии в водоеме каких-либо течений и связанных с ними уклонов водной поверхности, кроме склоно-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 около среднего положения.

Теория склоно-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 критических течений в водоеме. Емке дается схема неустойчивого нагона с последующим замыканием 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, перевернутые части воды в зону нагона. Уровень в зоне нагона падает, уклон уменьшается. Всплы усиливается дрейфовое течение, даже при неизменной ветре. Дрейфовое течение вызы-

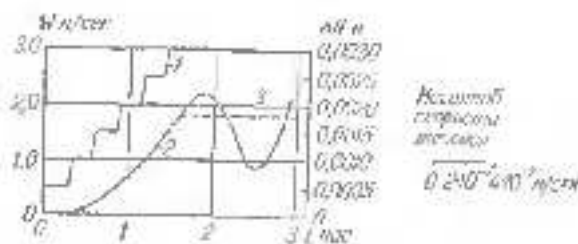
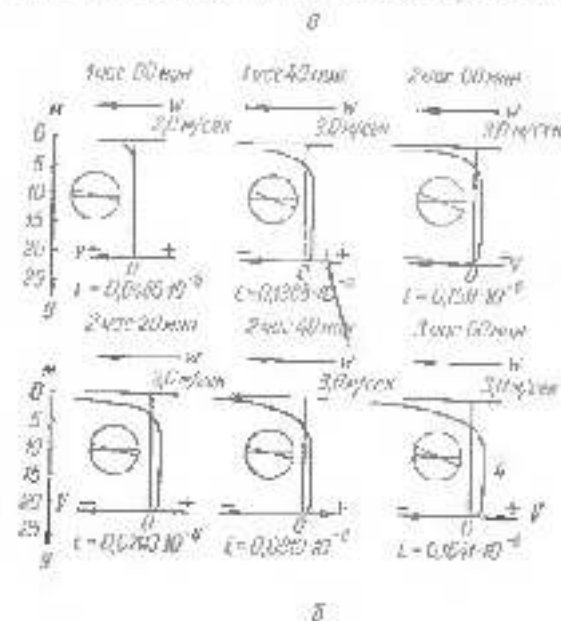


Рис. 53. Нагон (по А. В. Караушеву).

а — эпюра скоростей у береговой линии, б — изменение скорости ветра (W) и уровня (H): 1 — скорость ветра, 2 — ход уровня, 3 — уровень стационарного нагона

вает волны подпора 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 5–6 м (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 (8–10 м рис. 84, а), уничтожая

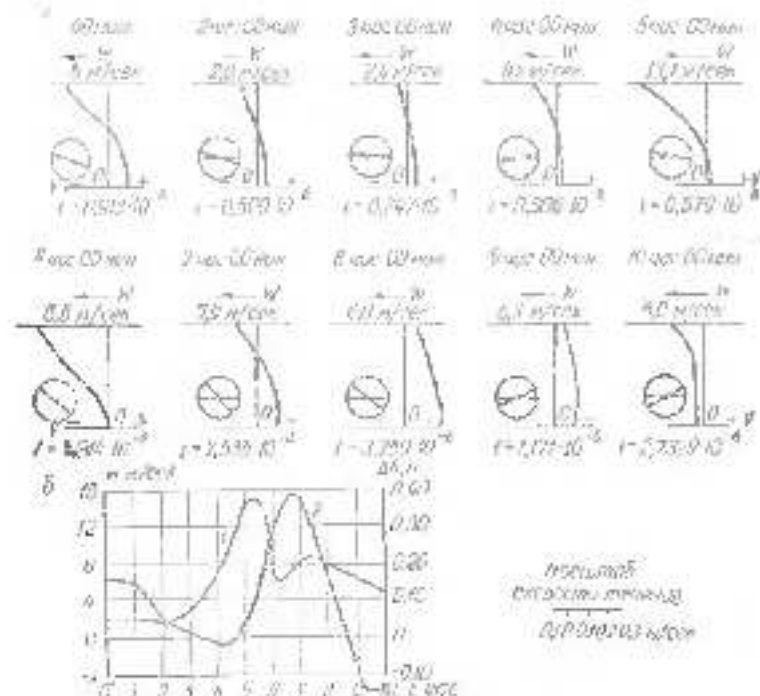


Рис. 84. Натопы (по А. В. Карпунину).

а — графики скорости течения у наветренного берега, б — зависимость скорости ветра (V) и уровня (H) при шквале и после него; 1 — скорость ветра, 2 — вод. уровень.

дрейфисе. 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.

Возникновению и в нагонах колебаний, хотя и напоминают шквал, но несколько отличается от него как по ходу уровней, так и по системе течений. Эти различия связаны с непрерывным действием ветра при нагоне.

При расчетах характеристик устанавливаются нагона можно применить методы, разработанные для стоячих колебаний. Задача решается только для вертикальной плоскости, причем линия поверхности воды принимается за прямую. Кривые свободной поверхности могут быть построены только для определенных 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 расходи 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 спаде от плотины. После сброса массы накопления некоторого объема вновь устанавливается постоянный транзитный расход. В водохранилищах в зависимости от скорости и направления ветра и от соотношения скоростей ветровых и нагонных течений наблюдается рядовое случия нагона и течения. На рис. 85

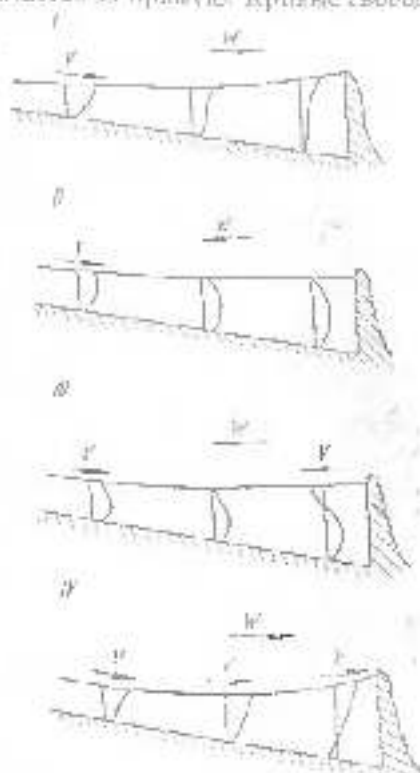


Рис. 85. Схема течений в водоеме воды при увеличении и уменьшении ветра (по А. В. Карпунину). а — увеличение ветра, б — направление течения

изображены схематически течения (по А. В. Караушву).

Случаи I и II (рис. 85) бывают при слабых ветрах или значительных транзитных расходах (например паводках). В первом случае (ветер по течению) уровень понижается в верхней части водосема и возрастает (при постоянном объеме воды) у плотина, течение направлено к плотине, небольшая скорость его — на поверхности.

Во втором случае силы ветра недостаточны для образования дрейфового течения. Подъем уровня в верхней части водохранилища и понижение (при постоянном объеме) у плотины. Течение к плотине с максимумом скорости на некоторой глубине.

III и IV случаи соответствуют сильным 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 продольное компенсационное течение.

При расчетах установившихся нагонов строятся кривые подпора с учетом ветровых наводнений. Для построения кривых водоем разбивается на участки, для каждого из которых вычисляется расход, угол и изменение уровня. В тех случаях, когда неизвестна система течений и продольное водоем, расчет ведется методом последовательного приближения. При неизменном объеме подпорной 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 нагона и сгона (ΔZ) в малопроизвольном водоеме можно приближенно определять по формуле А. В. Караушова:

$$\Delta Z = (3 - 10h) 10^{-6} \frac{L}{H_{cp}} W^2 \sin \alpha, \quad (37)$$

где h — высота водня, L — длина водоема, H_{cp} — средняя глубина водоема, W — скорость ветра на высоте флюгера на береговой метеостанции, α — угол между направлением ветра и длиной L . Подробные методы и приемы расчетов изложены в работах А. В. Караушова.

СЕЙШИ

В результате деформаций поверхности озера может принять не горизонтальное положение: на одном участке уровень повышается, на другом понижается. После превращения действия силы, вызывающей деформацию, вся водная масса озера, стремясь воз-

вратиться в положение равновесия, придет в колебательное движение. Колебания будут постепенно затухать под воздействием трения. Траектории частиц воды при этих колебаниях подобны траекториям при стоячих волнах. Такие колебания называются сейшми. Сейшмы возникают при сгонах и нагонах, изменениях атмосферного давления над отдельными участками озера (изменение давления на 1 мм вызывает изменение уровня воды около 1 см), реже при сейсмических колебаниях земной коры.

При сейшмах в водоеме всегда имеется одна или несколько точек (линий), в которых уровень неизменен. Они называются узлами (узловыми линиями). В зависимости от числа узлов сейшмы

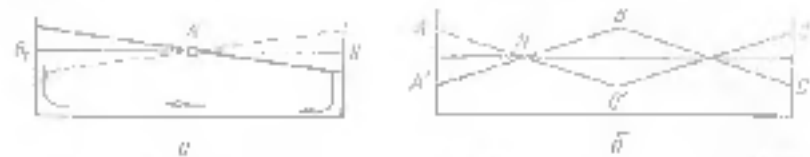


Рис. 86. Схема сейш: а — треугольной, б — двухузловой (по Н. П. Зубову)

бывают одноузловые и многоузловые (двухузловые, трехузловые и т. д.). Помимо узлов, при сейшмах в водоеме бывают одна или несколько точек (линий), называемых нулевыми, где происходит максимальные колебания уровня (рис. 86). Сейшмы представляют собой стоячие волны. Период волны $T = \frac{L}{c}$. Длина волны (L) при одноузловых сейшмах равна удвоенной длине водоема (l), а ее период определяется по формуле Н. Р. Меридана:

$$T = \frac{2l}{c} = \frac{2l}{\sqrt{gH}}. \quad (38)$$

где c — скорость волны (сейшмы) $= \sqrt{gH}$ (H — глубина водоема, g — ускорение силы тяжести).

Период многоузловой сейшмы с числом узлов n будет:

$$T_n = \frac{2l}{n \sqrt{gH}}. \quad (39)$$

Более детальные методы расчета сейшмы разработаны Красталом и Дефаллом; приближенный метод предложен Л. К. Дзвоником¹.

Приведенные зависимости показывают, что в одном и том же водоеме при одинаковом периоде отличаются одноузловая сейшма, сейшма тесно связанная с морфологическими особенностями озерных котловин. В глубоких озерах колебания происходят быстрее (период сейшмы меньше), чем в мелководных, обладающих той же длиной.

¹ См. Л. К. Дзвоник. Приближенный метод расчета сейш. «Вестн. ЛГУ», сер. физ. и мат. н., 1959, № 24, вып. 4.

Средний период сейсмической Женецкого озера (длина 72 км, средняя глубина 173 м) 73 мин, мелкого Паяттенского озера в Венгрии, имеющего почти такую же длину (длина 76 км, средняя глубина 3 м) — 10—12 часов. Период сейсмической будет больше в водоеме, вытянутом по направлению ее движения. На размеры сейсмической влияет 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. Повторяемость и размеры сейсмической связаны с направлением и силой господствующих ветров, ориентировкой озера по отношению к ним, с ходом атмосферного давления в районе озера. Интерференция нескольких сейсмической сильно усложняет их. Лед, покрывающий часть озера, гасит сейсмическую. Совокупное воздействие перечисленных факторов вызывает существенные различия в характере сейсмической не только различных озер, но и одного и того же озера. Колебания уровня при наиболее часто повторяющихся сейсмических озерных подтоплениях не превышает нескольких дециметров, но отнесены сейсмическими до 2—2,5 м.

На Аральском озере периоды одноузловой сейсмической изменяются в пределах 18—28 мин, 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 Женецкого озера 68—78 мин, высота редко превышает 20 см, но на этом озере отмечены сейсмические высотой 187 см. На оз. Эри преобладают сейсмические высотой 20—30 см, максимальная высота 250 см. Сейсмические Каспия (в районе г. Махач-Кала) достигают высоты 70 см при периоде 3—4 часа, оз. Севастополь — 50 см и периоды 20—60 час.

Сейсмическая возникает и на крупных водохранилищах. На павлодарской Цимлянкой обсерватории в прибрежной части Цимлянского водохранилища постоянно наблюдаются одноузловые сейсмические с периодами 2 мин — 2 и 20 м и высотой (у ст. Цимлянкой) 5—8 см. В различных пунктах водохранилища отмечены сейсмические с периодами 12—13 часов и высотой около 2 см. Основными причинами сейсмической здесь — ветер. Наибольшие сейсмические бывают связаны с шквалами сильными шквалами или при быстром прекращении ветра.

На рис. 87 приводятся колебания уровня оз. Нисык-Куль при сейсмической 31/1—1932 г.

При плотностном расслоении вод озера по вертикали, возникшем с разностями температур вод, минерализацией, сейсмические будут происходить по-разному в верхних (менее плотных) и нижних (более плотных) слоях озерных вод. Возникнут и внутренние сейсмические. В нижнем слое, вследствие большей плотности воды, колебания будут происходить с большими периодами, чем в верхнем. В озере будет существовать два вида

сейсмической — поверхностные и внутренние. Ватсоном выведена формула, позволяющая вычислить период внутренней сейсмической в расслоенном по плотности озере с отвесными берегами и горизонтальным дном в зависимости от мощности и плотности воды верхнего и нижнего слоев:

$$T_{\text{в}} = \frac{2l}{\sqrt{\frac{g(\rho_2 - \rho_1)}{\rho_2 + \rho_1}}}, \quad (40)$$

где l — длина водоема, ρ_1 — плотность верхнего слоя воды, ρ_2 — плотность нижнего слоя воды, g — ускорение силы тяжести, $\rho_2 > \rho_1$.

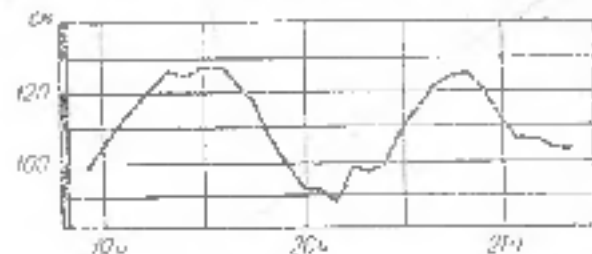


Рис. 87. Сейсмическая на оз. Нисык-Куль 31/1—1932 г. (по Митинскому)

Формула (38) периода одноузловой сейсмической озера с одинаковой плотностью во всей водной массе, является частным случаем формулы Ватсона при столь малой плотности верхнего слоя, которым является воздух, что его 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 (обычно — ветер), колебания в верхнем слое быстрее прекратятся, вследствие их малых периодов. В нижнем слое сейсмические 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 прямой температурной стратификации и температурных вод (особенно при малых температурах экваториальных). В минеральных озерах эти сейсмические могут возникать в связи с неоднородной соленостью по вертикали.

Сейсмические легко обнаружить по периодическим колебаниям температур воды на одной и той же глубине, называемым температурными сейсмическими. При внутренних сейсмических пери-

одинаковые колебания испытывает и слой температурного скачка, таяющегося разрывом между слоями с различной плотностью воды. При сдвигах могут возникать ритмичные течения, которые обуславливают весь слой воды, неподверженный сейшам. При плотностном расчленении эти течения в верхнем и нижнем слоях направлены в противоположные стороны.

ПЕРЕМЕШИВАНИЕ

Под перемешиванием понимают обмен вода между слоями озера. При перемешивании вместе с объемами воды из слоя в слой перемещаются и заключенные в этих объемах ионы, химически растворенные элементы, газы, запасы 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 трения, опутимого воздействия на режим водоема не оказывает. Турбулентное перемешивание бывает коллективное (выбросная конвекция) и динамическое (принудительная конвекция). Первый вид перемешивания вызывается разностью плотностей между отдельными слоями воды, второй — воздействием ветра на поверхность озера и связанности с этим воздействием волнами и течениями.

Интенсивность перемешивания в стеновой рихтата из водной массы водоема связана как с мощностью действующих факторов (силой ветра или величиной разности плотностей вод), так и с сопротивлением водной массы движению. Это сопротивление обусловлено разностью плотностей воды между слоями озера. При увеличении плотностей с глубиной (прямая стратификация плотности) создается более или менее устойчивая система, для изменения которой необходимо произвести определенную работу. Эта работа является характеристикой устойчивости системы.

Устойчивостью называется сопротивление водной массы перемешиванию, количественно определяемое работой, необходимой для перевода 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 безразличной равновесии. Понятие об устойчивости водных масс озера дано В. Шидтом и развито С. Д. Мухомовым.

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 одинаковой плотности во всей водной массе.

По В. Шидту, устойчивость водной массы пресного озера (S) равняется количеству работы, необходимой для перевода системы в состояние равномерного распределения плотности (и температуры) в другую систему с одинаковой плотностью (и температурой) во всем озере; или, что то же самое, устойчивость 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). За исходное положение В. Шидт принял горизонт при 4° . Формула В. Шидта для определения устойчивости имеет вид:

$$S = M\sigma = \int_0^H (\rho_s - 1)(Z - S_0) dz \text{ кат}, \quad (41)$$

где M — масса воды озера, H — наибольшая глубина озера, Z — расстояние от поверхности озера до каждой частицы воды, ρ_s — плотность воды на глубине Z , S_0 — расстояние от поверхности воды до центра тяжести водной массы при одинаковой плотности воды во всем озере, σ — объем озера.

Для расчета S , по приведенной формуле, В. Шидтом разработал графический метод¹.

Устойчивость вод озера связана с его объемом и глубиной, т. е. зависит от формы и размеров котловины. Перемешивание в озерах различных размеров и формы будет происходить по-разному.

Поскольку изменения плотности воды при изменении температуры на 1° более значительны при высоких температурах (см. раздел «Термизм»), градиенты температур и зависящая 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. 23 приводятся данные Ф. Рутгера об устойчивости озер умеренной и тропической зон.

Из данных таблицы видно, что при одинаковом положении слоя скачка и близких разностях температур индийского и гипсалиппонского устойчивости в тропическом озере в три раза больше, чем в озере умеренной зоны.

¹ В. Б. Гоголовский, С. Д. Мухомов. Очерки по озероведению. Изд-во МГУ, 1955.

Устойчивость вод озер умеренной и тропической зон (по Ф. Рузсигу)

Название и местоположение озера	Головные слои озера, м	Температуры		$t_2 - t_1$	S в слое 5—10 м $кал/м^2$ глубина
		верхней, t_2	нижней, t_1		
Дли-туссерское (Бост. Аляска)	5—10	12,2	5,2	7,0	40
Ранзу-Клиффорд (Бост. Нью)	5—10	21,3	26,2	5,2	190

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 озера со значительной площадью зеркала и малой глубиной. В таких озерах при сильных ветрах часты случаи летней гомогенизации (например оз. Ильмень). Глубокие озера с мощным гиполимниксом более устойчивы, летом не перемешиваются и сохраняют прямую стратификацию до осени.

В минеральных озерах устойчивость воды возрастает в связи с большим содержанием глубинных вод по сравнению с поверхностными. Здесь скачок плотности связан не столько с термическими условиями, сколько с минерализацией воды.

Математические зависимости для расчетов перемешивания вод озер были впервые даны В. Шмидтом. В озерах форма и размеры котловина играют существенную роль в перемешивании, в отличие от морей 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, В. Шмидт рассматривает обмен масс воды и связанных с ним запасов тепла через горизонтальную площадку, расположенную на некоторой глубине в озере.

Теплопоток через горизонтальную площадку l за время t определяется по формуле:

$$Q_{el} = -\frac{1}{g} \sum m h \frac{dq}{dz}, \quad (42)$$

где Q_{el} — теплопоток через площадку l за время t , g — плотность, m — элементарные массы воды, h — расстояния, с которых эти массы перемещались в плоскости, q — элементарные количества тепла, z — глубина. Знак (—) указывает, что

теплопоток положительный в направлении убывания температуры. Теплопоток через единицу площади за единицу времени выражается уравнением:

$$Q = -\frac{1}{g} \sum \frac{mh}{t} \cdot \frac{dq}{dz}, \quad (43)$$

Выражение $\sum \frac{mh}{t}$, не зависящее от температуры и характеризующее величину вертикального перемешивания между двумя соседними слоями воды, В. Шмидт назвал коэффициентом перемешивания (A):

$$A = \sum \frac{mh}{t} \text{ г/см}^2 \cdot \text{сек} \quad (44)$$

Коэффициент A дается для расчетов на массы воды, при расчетах на объемы применяется коэффициент турбулентности:

$$K = \frac{A}{V} \text{ см}^2/\text{сек}. \quad (45)$$

Вертикальное перемешивание воды и связанное с ним перемещение заключенных в воде элементов (взвесей, химических растворов, газов, тепла 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 изменениями количества тепла (переход части тепла в механическую энергию), количества движения, часть которого поглощается силами внутреннего трения, и других элементов.

Поэтому теоретически нельзя считать равным коэффициенты A для масс, тепла и количества движения.

Нужно придумать схему расчета величины A для количества тепла.

Формулу (43) можно представить в следующем виде:

$$Q = -\frac{1}{g} \cdot \frac{dq}{dz} \quad (47)$$

Количество тепла, отнесенное к единице объема воды (q), связано с температурой воды t соотношением:

$$q = \frac{C \rho t}{V} = C \rho \frac{dt}{dz}, \quad (48)$$

где C — теплоемкость воды, ρ — плотность воды.

$$Q = - \rho C \frac{dt}{dz} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек. и}$$

$$A = \frac{Q}{C \frac{dt}{dz}} \text{ э/см} \cdot \text{сек.} \quad (49)$$

Для пресных вод теплоемкость C можно принять равной единице:

$$A = \frac{Q}{\frac{dt}{dz}} \text{ э/см} \cdot \text{сек.} \quad (50)$$

Для вычисления коэффициента A в озере на некоторой глубине Z необходимо определить количество тепла Q , прошедшее за время T через горизонтальную плоскость 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 к моменту 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 графику вертикального распределения температур в озере, в формулу (50), получим

$$A = \frac{Q_1 - Q_2}{f_z T \frac{dt}{dz}} \text{ э/см} \cdot \text{сек.} \quad (52)$$

Как градиент температур, так и коэффициент A изменяются по глубине озера. Только в случае гомотермии обе величины 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

$$Q = - A_1 \frac{dt_1}{dz} = - A_2 \frac{dt_2}{dz} \text{ и} \\ \frac{A_1}{A_2} = \frac{\frac{dt_2}{dz}}{\frac{dt_1}{dz}}. \quad (53)$$

Для характеристики величины A на основании ее значений в по глубине в озерах приводятся данные рисунков С. Д. Муромского для Истринского водохранилища (табл. 26) и Б. Д. Зайкова для оз. Сераи (табл. 27).

Таблица 26
Коэффициенты турбулентности обмена тепла (э/см·сек) на Истринском водохранилище, 1936 г. (по С. Д. Муромскому)

Слой (глубина), м	10—15, VIII	15—20, VIII	20—25, VIII	25—30, VIII
4	0,71	0,30	1,47	0,49
5	0,67	0,38	1,20	0,48
6	0,18	0,14	0,58	0,38
7	0,08	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	0,02

Таблица 27
Средние годовые коэффициенты турбулентности обмена тепла (э/см·сек) для оз. Сераи (по Б. Д. Зайкову)

Слой, м	A
0—10	180
10—20	7,94
20—30	0,53
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 величины коэффициента A рассчитаны на основании анализа распространения теплых вод

и толще воды. В озерах для распределения коэффициента A по вертикали характерны его высокие значения в эволюционно в максимум — в слое температурного скачка, где существует бо́льшая устойчивость слоев воды, связанная с резким изменением плотности.

В годовом ходе величины A закономерны периоды на период весенней и осенней циркуляции, а минимумы на лето (в связи с прямой стратификацией и наличием вертикальных температурных зон) и зиму (из-за практического отсутствия перемешивания под льдом). На рис. 88 приведена схема изменения A в течение года в замерзающем озере умеренной климатической зоны.

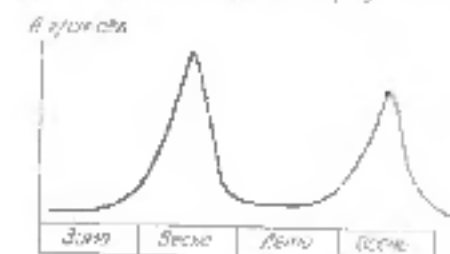


Рис. 88. Годовой ход коэффициента перемешивания (A) в озерах (по С. Д. Муромцевскому)

гипотетически, по данным для периодов, близких к геотермии. На рис. 89 приводится годовой ход коэффициента турбулентной теплопроводности K на глубине 40 м в оз. Сван. В этом пограничном озере наибольшее перемешивание происходит весной

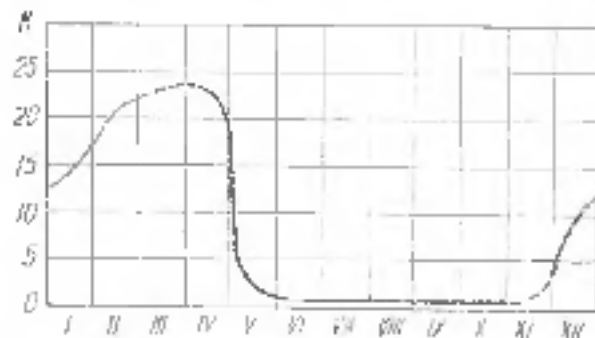


Рис. 89. Годовой ход коэффициента турбулентной теплопроводности (K) в оз. Сван на глубине 40 м (по Н. Д. Зайкоу)

и зимой, соответственно и величины K (и A) больше в эти периоды, 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 начальном температурном выше 4°) или их нагрев (при начальных температурах ниже 4°), повышение плотности в верхних слоях за счет минерализованных или богатых взвесями вод притоков, рост минерализации этих слоев при испарении или при образовании льда в минеральных озерах. Плотность воды в глубинах может уменьшаться в связи с выходом теплых водных масс. В минеральных озерах интенсивность и глубина конвективных конвекций различна в зависимости от их содержания. В водах с изотонностью более $24,7\text{‰}$ 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 глубин, на которых температура равна температуре воды на поверхности. По мере нагрева или охлаждения, конвекция захватывает все большие слои воды и, при выравнивании поверхностных и придонных температур, происходит полная циркуляция. Весенний нагрев и осеннее охлаждение путем конвекции может продолжаться только до момента геотермии при 4° . Осеннее охлаждение путем конвекции может происходить в более широких пределах температур (от остаточных температур поверхности воды до 4°), весенний нагрев — только от температур 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 длинными ледяными протоками. В озерах с повышенным содержанием взвеси циркуляция происходит в результате увеличения минерализации и плотности подледного слоя воды при выхождении слоев из льда.

Динамические перемешивания в озерных водоемах проявляется остро в проходах совместно с волновыми и дрейфовыми течениями. В проточных озерах перемешивание вызывается и речными течениями; при слабой проточности они дают перемешивание только в ограниченных участках водоема, прилегающих к устьям или истокам рек. В водохранилищах воды перемешиваются в приплавной части также при попусках.

Турбулентное перемешивание интенсивнее вблизи поверхности раздела между более плотной и менее плотной средой, где при движении возникают значительные градиенты скоростей и энергии. 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 поверхностных раздела слоев (у слоя скачка).

Интенсивность и глубина пренебрежимо малых перемешиваний в водную массу зависят от скорости ветра и от размера и формы водоема. Водоемы с малой площадью и следовательно меньшей степенью подверженности воздействию перемешивания, чем крупные, со значительными разгонами ветра и воды. Играют роль стержневые озера в плане и приоткрытые по отношению к господствующим ветрам узкие каналы и перемешивание сильнее в вытянутых по направлению господствующих ветров водоемах. Перемешивание сильнее в мелких озерах, чем в глубоких. Более устойчивы в связи с большой водной массой гидрохимикона.

Устойчивость водной массы препятствует 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, подошедшего к вопросу несколько по-иному.

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 оседающего 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 (температура при θ^0) в данное.

$$W = \frac{1}{2} \int_0^H (1 - \rho_z) f_z dz \text{ лем.} \quad (55)$$

где f_z — площадь зеркала, H — наибольшая глубина; работа вычисляется на единицу площади зеркала.

Пододеялом метода Бердса так же, как и в 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 гомогенности или увеличить мощность стратификации, погрузив слой скачка на более значительную глубину. В последнем случае возрастут градиенты плотности в металимнионе и устойчивость, и 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 осевших частиц, вызывая их перераспределение в водной толще, а в ряде случаев и взмучивание 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 соленость 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, $\sum m S$ — 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 сказывается;

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.

Верхнее перемешивание, захватывая верхние слои воды, приводит к повышению плотности воды в этих слоях. Возрастающее плотность верхних слоев в свою очередь, вызывает компенсационное перемешивание, происходящее в глубинах.

Расчеты показывают, что при некоторых соотношениях соленостей и температур смешиваемых вод уплотнение настолько значительно, что массы воды могут опускаться на глубины до 100—200 м.

Благодаря уплотнению при смешении, в зоне соприкосновения двух масс воды происходит возникновение уровней водосма и возникает вертикальная циркуляция.

Зависимость между объемами или массами (m_1 и m_2) смешиваемых вод, их температурой 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, величины m_1 и m_2 могут быть заменены высотами этих слоев h_1 и h_2 , тогда

$$\frac{m_1}{m_2} = \frac{h_1}{h_2} = \frac{t - t_2}{t_1 - t} \quad (60)$$

Аналогично могут быть определены пропорции смешения и для других характеристик воды (например солености).

Изменения плотности и характеристик воды при смешении необходимо учитывать в исследованиях особенностей режима озер, связанных с перемешиванием.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреев Н. Г. Бетровы долги зерночных водосмол. Изв. ВНИИ, т. 24, № 1, 1939.
 Андреев В. Г., Либзовский Ш. А., Селик П. М. О приращении кривых (обобщениях) к изучению вертикального движения. «Тр. ГИ», 1955, вып. 55 (114).
 Бабеловский В. В., Мухомельский С. Д. Очерки по гидродинамике. Изд. МГУ, М., 1935.
 Божич А. П., и Джунковский Н. Н. Морские явления и их действия на окружающую среду. Мостройиздат, М., 1949.

- Браславский А. П. Расчет ветровых волн. «Тр. ГИ», 1952, вып. 35 (80).
 Вайков В. Д. Очерки по оседлостям. Гидрометиздат, Л., 1955.
 Зубов Н. Н. Динамическая океанология. Госгизмолит, М.—Л., 1947.
 Караушев А. В. Негравитационные и стационарные ветровые течения и нагоны в гаванях. «Тр. ГИ», 1952, вып. 35 (89).
 Караушев А. В. Расчет ветрового нагона и перемешивания. «Тр. ГИ», 1952, вып. 35 (89).
 Караушев А. В. Усовершенствованные методики построения кривых подбора для учета действия ветра. «Тр. ГИ», 1954, вып. 44 (95).
 Караушев А. В. Гидравлика рек и водохранилищ. «Российский транспорт», Л., 1955.
 Кондратьев Н. Е. О трансформации потоков на мелководьях при усилении уменьшающейся глубины. «Тр. ГИ», 1953, вып. 22 (75).
 Кондратьев Н. Е. Расчет ветрового нагона и перемешивания берегов водохранилищ. Гидрометиздат, Л., 1955.
 Кузнецов П. А. Способы приближенного расчета нагона воды в бухтах. Издатель, Л., 1944.
 Либзовский Ш. А. Об определении элементов волн. «Тр. ГИ», 1952, вып. 35 (84).
 Маркина О. В. и Кондратьев Н. Е. Экспериментальное исследование потерь энергии в фактурованных подстилающих слоях. «Тр. ГИ», 1956, вып. 55 (113).
 Мухомельский С. Д. Материалы по биологической продуктивности водохранилищ. «Орбита», журнал, т. XVI, вып. 6, М., 1957.
 Никифоров Е. Г. О силах ветрового течения с ветровыми волнами. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1956, № 12.
 Селик П. М. Методы исследования водного режима водохранилищ подбора. «Тр. ГИ», 1953, вып. 22 (76).
 Шмидт Н. Перемешивание масс и родственный процессы в свободной атмосфере. Сб. «Параллели по метеорологии». Всесоюзная академия, Л., 1949.
 Шуленин В. В. Физика моря. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1953.
 Fjellge E. A. The work of the wind in warming a lake. Trans. Wisconsin Acad. Sciences etc., vol. 18 p., 2, 1946.
 Haffner W. Grundzüge einer vergleichenden Seelunde. Berlin, 1925.
 Haffner F. Grundriss der Limnologie (Hydrobiologie des Süßwassers). 2 Aufl., Berlin, 1922.
 Schmidt W. Über den Energiegehalt der Seen. Int. Rev. ges. Hydrobiol. u. Hydrographie. Hydrograph., Suppl. Bd. 4, 1915.
 Schmidt W. Über die Temperatur und Stabilitätsverhältnisse von Seen. Geogr. Ann., 1928.

Глава VIII ДОНИНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

ФОРМИРОВАНИЕ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ДОНИХ ОТЛОЖЕНИЙ

В озерных водах постоянно происходит замедление, т. е. накопление отложений на дне их котловин. Состав, строение озерных отложений, интенсивность их накопления, изменение отложениями материала во времени зависит от географических особенностей бассейна и режима каждого водосма.

В состав отложений входят как **а б т о ж н ы е** — образующиеся в самом водосме частицы, так и **а л л о т о н ы е** — поступающие в него извне.

Аллохтонные компоненты включают продукты разрушения (абразив) берегов, элементы, выпадающие из раствора, остатки растительности и организмов, населяющих водосм.

Источниками поступления аллохтонных 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 (принимается за шар), ρ_1 и ρ_2 — плотности частицы и воды, η — коэффициент вязкости воды.

Опытно в озерах диаметр взвесей не превышает 0,1 мм (за исключением крупных органических остатков). Для ориентировочных расчетов скорости оседания минеральных частиц ρ_1 обычно принимается равной плотности железа (2,65).

Плотность ρ_2 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 м/сек	Время, необходимое для оседания на 1 м
10,0	589	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 (110 мин 50 сек)
0,001	0,0015	около 150 мин (около 8 суток)
0,0001	0,00014	около 254 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 отложившихся наносов и даже вынос частиц 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, морфостатических особенностей котловины и плотностного расслоения воды, характеризуем коэффициентом обмена A (см. раздел «Перемешивание»), с величиной которой связана и крупность осевших частиц. Практически частицы с диаметром $0,2 - 0,02$ мм (при $\rho_s = 2,65$) при $A < 10$ оседают почти не изминувшись, частицы с $d < 0,002$ не оседают при $A > 0,1$ раз/сек. С увеличением скорости переработка берегов и поступление в водоем твердых (главным образом минерального) материала, и длительность большей частью остающегося на дне. Течения перемещают материал по дну, перераспределяя ранее отложенный материал, а в проточных водоемах выносятся некоторую долю их за его пределы. Колыхания уровня изменяют пределы распространения движений твердых вод, еще более усложняя процесс накопления донных отложений; процесс этот более стабилен и равномерен с малыми колебаниями уровней.

Донные отложения по крупности подразделяются на следующие группы:

	d мм
глины	$< 0,001$
ил	$0,001 - 0,01$
песок	$0,01 - 0,1$
песок	$0,1 - 1,0$
гравий и грав.	$1,0 - 10$
галечник и галечн.	$10 - 100$
валуны	$100 - 1000$
скалы	> 1000

В распределении отложений по котловине существует определенная закономерность, связанная с механическим составом на полог и крутизнами отдельных 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 из валунов, вымытых волнами из моря (например оз. Иланда). Среди валунов большей частью лежит 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, транзитно-песчаным, песчаным и, наконец, по мере ослабления воздействия волн (на глубинах около 2—3 м) — глисто-песчаным отложением. В глубинной части озера залегают илы — наиболее мелкие фракции органического или смешанного (органического и минерального) состава. Илы насыщены водой, особенно в верхних слоях, где они представляют полужидкую массу, содержащую до 80—95% воды.

Илы могут накапливаться и в отдельных мелководных участках водоемов, защищенных выступающими берегами, подводной растительностью, островами и т. п.

Изменение выпре стана распределения донных отложений в ряде озер и водохранилищ может нарушаться в связи с особен-

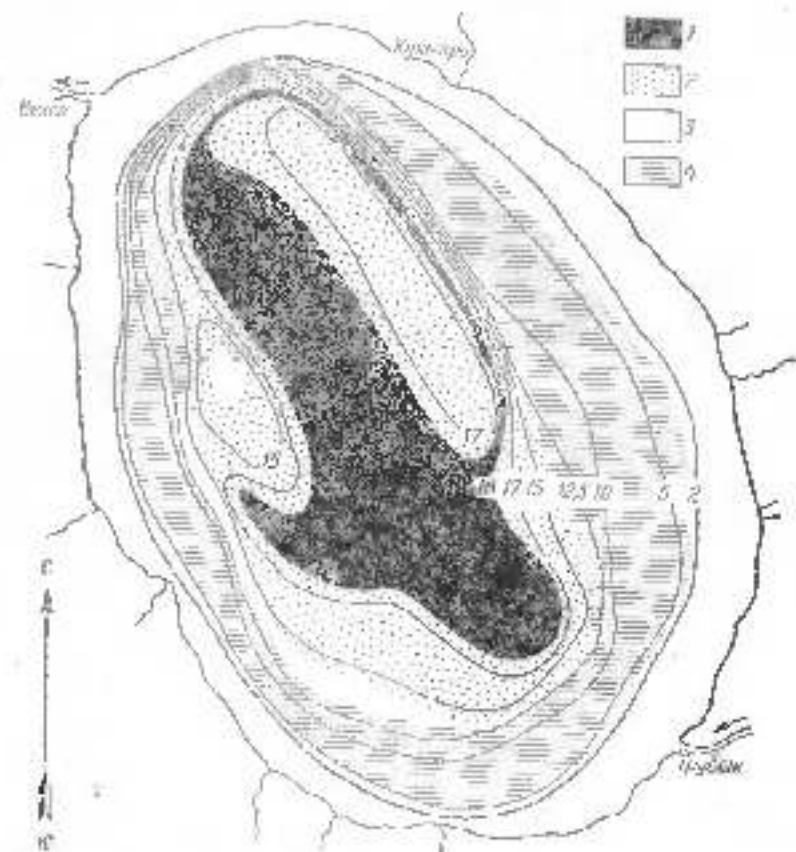


Рис. 99. Донные отложения оз. Перелазского (по П. В. Давыдову): 1 — черный ил; 2 — валунный ил; 3 — песок; 4 — гравийно-галечный.

ностями геологического строения и морфологии котловины, и гидрологического, химического и биологического режима водоемов.

В озерах (особенно в тех, где интенсивно развивается растительность и животный мир) в некоторых водохранилищах, при благоприятных для жизни условиях, с течением времени накапливается толща отложений, почти целиком состоящая пер-

вопачальную котловину. Так, диаметр, в со. Ильмень отложив занимает 90% объема котловины, мощность илов пд. Пивочного (Казининская область) в несколько раз превосходит его соответствующую глубину (рис. 91).

Отложения накапливались в первую очередь в углублениях дна: по мере заполнения рельефа дна сглаживаются, глубины уменьшаются и постепенно устранивается разница в режимах между прибрежной и открытой частями водоема. Растительность при обмелевании распространяется от берегов к средней части озера, а илы, накапливающиеся в прибрежных, перекрываются отложениями илаководя.

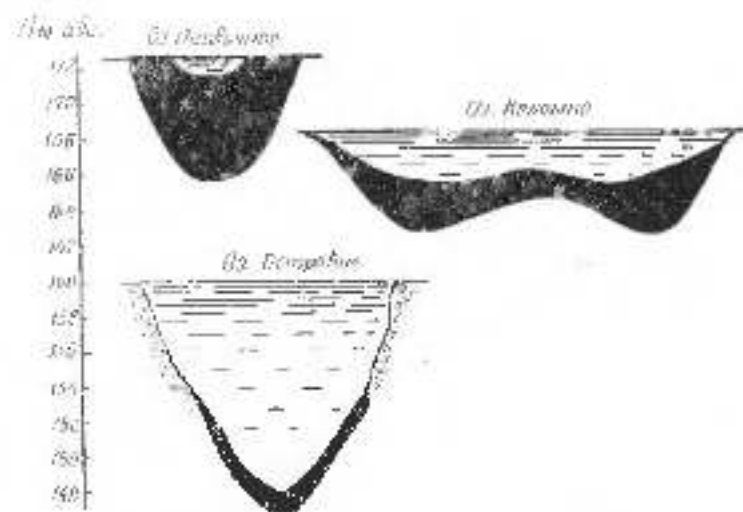


Рис. 91. Среднеглубинная мощность иловых отложений Залучинский группы озер (из Г. И. Стадниковой)

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 межгонимые 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 тонкий 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 образуются донные иловы). Значительная толщина слоя черного ила,

лежит в толще иловых осадков, также преимущественно черного цвета. Окраска илов связана, помимо их состава, с поступлением кислорода и придонные слои ила. При недостатке кислорода (в большинстве озер зимой и летом) образуются сульфидные соединения, придающие илам темную (большинство илов черную) окраску. В связи с сезонными режимами водоемов, за длительный промежуток времени, отложения отлагались в разные периоды (так же как и сезонные) имеют различную мощность, отличаются по структуре и окраске. Перемешивание в мелких озерах (особенно в обладающих большой площадью дна) часто нарушает слоистость илов, вакуумизирует их во дна.

Исследования годичной слоистости илов верхних отложений наряду с пылевым анализом (исследованиями пылецы растений, обнаруженных в иловых 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 виды 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 чешуек, а следовательно и накопление илов, происходит медленно, в связи с чем толщина слоев иловых осадков весьма мала (да и даже дождь). Б. В. Перфильев назвал только сезонные слои донных осадков микрозолами. Он сконструировал особый прибор — стратиметр, позволяющий получить колонку илов не нарушенной слоистостью и отделить от нее тонкие вертикальные пластины проб, последующий микроскопический анализ которых дает возможность определить как мощность микрозола, так и их структуру. С помощью стратиметра Б. В. Перфильев произвел многочисленные исследования илов на основании этих исследований объяснил особенности формирования микрозон в иловых отложениях.

Рис. 91. Среднеглубинная мощность иловых отложений Залучинский группы озер

Возникновение микрозон связано как с седиментацией, так и с жизнедеятельностью бактерий (в первую очередь микрофлоры), видоизменяющих отложившиеся илы. По происхождению микрозоны бывают *абиогенные* (связанные с седиментацией минеральных частиц, например солей) и *биогенные* (образовавшиеся при воздействии на илы микробов).

Микрозоны, возникающие на поверхности иловых отложений в результате осаднения солей, тонких частиц, привнесенных в озеро петром или стоком, и частично в результате микробиологических процессов, Б. В. Перфильев называет *микроразностями осаднения*.

В илах происходит взаимодействие групп химических элементов: окислителей (главным образом кислорода) и восстановителей, возникших при анаэробных процессах (водород, азотные ионы, углеводороды), создающее определенные условия для жизнедеятельности бактерий. Переизбыток окислителей идет из верхних слоев ила в глубину, восстанавливаясь — в обратном направлении. Бактерия, воздействуя на илы, создают микрозоны, называемые *микроразностями превращения*.

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 меняется и воздействие бактерий на илы. Такие изменения большей частью связаны с изгребением позитивной микрозоны последующими отложениями. В погребенной микрозоне деятельность бактерий ослабевает и затем прекращается. Бактерии пережизняются в слои, расположенный выше, где их деятельность опять усиливается, и таким образом возникает зона, весьма близкая к микрозоне превращения, *микроразности разложения*, связанная с перекрытием слоя ила новыми отложениями. Исследования микрослоистости по методу Б. В. Перфильева позволяют определить продолжительность существования ряда озер, характер их режима в отдельные периоды и особенности ценокопления и течения в холодные сезоны.

Первоначально некоторые результаты исследований. В первом двух метрах ила Сазского озера в Крыму в 1926 г. обнаружено 1620 родичных слоев, после усовершенствования методов исследования (1931 г.) в 8—9 м ила того же озера найдены еще, соответствующие периоды 4600 лет. Отложения теплого периода (лето и начало осени) этого озера характеризуются более крупными биогенными чешуйками из растительных и животных остатков, а также кристаллическими осадками карбонатов кальция и магния, титана и гафния, гафниярушиана и железистости от температур лета. Для холодного периода типичны незначительные, биогенные чешуйки зоологические. В 7,2 м ила Перкозера

(Керченск) обнаружено 6720 родичных слоев; аналогичные данные по Габозеру. Исследования ила Медового озера на побережье Косидского залива Балтийского моря позволили установить периоды существования этого озера в виде моринны алата (до 1600 г.) и теплого озера (до 1750 г.). Отложения теплого периода являются преимущественно. Возраст озера около 300 лет, из которых последние периоды (более 150 лет) являются фазой преемственного озера.

Подобные исследования для выяснения истории развития озера Керченского происхождения происходят под руководством Б. В. Перфильева в озерах, расположенных на территории от Белого до Черного моря (Косидское, Сазское, Славянское озера в УССР, Сазское и Черноморское в Крыму).

При использовании данных о микрослоистости илов для палеонтологическим исследованиям, как указывает С. И. Кузнецов, необходимо иметь в виду, что микрозоны превращения сильно затеняют картину микрослоистости. Выводы об особенностях режима озера из отдельных этапов его существования, сделанные на основании анализа микрослоев, могут быть достоверны только при наличии в илах признаков из механических остатков, являющихся как бы контрольными при микробиологических исследованиях.

С жизнедеятельностью микроорганизмов (главным образом микрофлоры) связаны сложные биохимические 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 углеводородный газ (до 3%). Углеводородный газ выделяется в значительном количестве, но большая часть его растворяется в воде и на поверхность водоема не поступает. Наиболее интенсивное выделение газов происходит при высоких температурах ила, в период их наибольшего нагрева (в конце лета и осенью).

Газоподъемником охватывается верхний слой ила (в среднем до 1 м); он развит сильнее в илах, содержащих мало гуминовых веществ и значительное количество усвояемого ила, с реакцией, близкой к нейтральной ($pH = 6,4 - 7,0$). Газоподъемление характерно для глубоководных, хорошо прогреваемых летом озер с вязким, богатым органическим веществом. В сильно минерализованных илах глубоководных олиготрофных озер мало органического вещества и усвояемого ила, бактериальная жизнь развита слабо и газоподъемление не происходит.

Термический режим иловых отложений тесно связан с тепловым балансом водоема, теплообменом между водной 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 гомотермии. Но благодаря малой теплопроводности илов и отсутствию в них интенсивного обмена

Изменения температуры донных отложений озера на северо-западе СССР на разных глубинах в течение суток (1950 г.)

Глубина, м	25 августа			26 августа		
	12 час	18 час	24 час	6 час	6 и 15 час	12 час
0,15	17,4	17,4	—	—	14,6	15,7
2	17,8	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 термические периоды наступают позже, чем в воде. Детальные исследования годового цикла термического режима илов были проведены Л. Л. Руссолимо на Косинской лимнологической станции в 1951 г. и Берджем на озерах США. Данные по термике илов других озер большей частью отрицательны и не охватывают всех периодов годового цикла. Приводим характерные особенности термических периодов озерных илов (по данным Л. Л. Руссолимо для подмосковных Косинских озер). Весенний нагрев водной массы вызывает прогревание верхнего слоя илов. На некоторой глубине сохраняется минимум температуры от зимнего периода (дикро-термия). Летом теплоотток из водной массы в ил вызывает и проникает на большую глубину, в связи с чем температуры в илах выравниваются; во второй половине лета устанавливается прямая стратификация. Наибольший нагрев ила бывает обычно в сентябре. С осенним охлаждением водосема возникает теплоотток от ила в водную массу и охлаждение верхнего слоя илов. На некоторой глубине наблюдается максимум температуры (мезотермия). Дальнейшая теплоотдача илов, продолжаясь и зимой, приводит к гомотермии и обратной стратификации. Время наступления термических периодов, запаздывание 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 водосема, характер донных отложений, степень перемерзания) и сильно варьируют по территории.

Температура на поверхности илов в глубоких частях озера ниже, чем на мелководье, и ниже с более низкой температурой глубоководных слоев воды и притоком в глубины опускающихся холодных вод притоков. Суточные колебания температуры на поверхности илов меньше в глубоководной части озера, чем в прибрежной, следовательно колебания температур верхнего и нижнего слоя озерных вод. Сказанное хорошо подтверждается данными Н. И. Семеновича по термике илов одного из озер северо-запада СССР (табл. 29).

Сопоставление данных по летне-осенней термике илов озер однокотловых по глубине (11—12 м), но различных по степени стратификации: Белого (под Москвой) с четкой прямой стратификацией и термическими зонами и озера на северо-западе СССР со слабо выраженной стратификацией и без слоя температурного скачка показывает, что при наличии вертикальных термических зон нагрев илов происходит некоторое время и осенью в связи с спусканием метаминерала, в озерах же со слабой стратификацией и без слоя скачка нагрев заканчивается раньше.

Соотношение минеральных и органических компонентов в донных отложениях озер тесно связано с окружающими географическими условиями, гидрологическим и химическим режимом водосема 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 дна. 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 органических отложений в них достигает 85—95%.

Наиболее благоприятные условия для накопления органических илов создаются в мелких (2—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 водосема сильно прогревается, в них интенсивно развита жизнь. Летом и особенно осенью, во время цветения (бурного развития фитопланктона) и отмирания планктона, на дне образуются «дыжки» трупов и экскрементов, пополняющих органическую часть илов. В этот же период донные отложения приобретают участки пожелтения за счет попадания макрофитов.

По составу и структуре четко выделяются две основные группы органических озерных отложений: сапропелевые и торфянистые или гуминовые илы.

С и р о п е л и — гилотиты или. В некоторых работах их называют гиттой. Это название некая признати, удачная, 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 значительным примесью минеральной частицы и остатков вышедших растений. Подвергаясь действию микроорганизмов при своем доступе кислорода, отложения, образующие сапропели, преобразуются в студенистую массу и жирную на ощупь массу. Главная составная часть их — детрит — аморфная органическая масса, богатая жирными, белковыми и фосфорными телами. Тонкий детрит состоит преимущественно из отмерших мелких растений и животных, грубый детрит — из отмерших крупных растений. Преобладающие тонкого детрита придает сапропелю желтый, оловянный или бурый с оливковым цветом; преобладание грубого детрита — более бурый и темный цвета. Тонкий детрит оседает в глубоких частях водоема, грубый — в мелких, заиленных от ила, или в устьях с резко меняющимися глубинами.

Минеральная часть илов пополняется за счет минеральных продуктов жизнедеятельности организмов (отвертки диатомовых, известковых 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 не имеет раковины. 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 преобладания 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, плот беловатый; далее могут переходить в озерный мел;

4) железистые — содержат большое количество окиси железа, окисляясь с течением времени в воде, особенно при сапроксимовении с твердыми предметами, переходят в водную окись железа (бурый железняк), нерастворимую в воде окись железных кон-

креций возникает глинистый образцов и серых осадков при участии железобактерий.

Ископаемые сапропелиты образуют бочажны — породы органического происхождения (угли, бочажны, битуминозные сланцы, нефть). Акад. Н. Д. Зависляк 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, раскисляющейся в летний сезон. Мощность сапропелей может достигать 30 м.

Из сапропелей путем перестановки можно добывать различные нефтепродукты: машинные масла, бензин, керосин. Кроме того, сапропели могут использоваться как удобрения и в качестве сырьевой части корма для скота.

Т е р ф я н и т ы е, и л г у м и н о в ы е, и л ы образуются также в озерах лесной зоны, но преимущественно в дистрофических. Озера этого типа располагаются в равнинной, сильно заболоченной местности, где имеются небольшие речки и ручьи, или стоком с болот. Твердый сток почти отсутствует. Вода бедна минеральными веществами, но насыщена органическими соединениями, состоящими главным образом из устойчивых гуминовых веществ. Вода кислая. Органическая жизнь бедна, так как присутствие гуминовых соединений неблагоприятно для ее развития. Озера зарастают преимущественно путем образования слякита. Илы состоят в основном из остатков слякитных остатков прибрежной растительности, мхов, листьев, ветвей и стволов деревьев. Структура илов более грубая — хлопьянистая, торфянистая. Золы слабые. 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 рудещ при Петре I были построены заводы в Петрозаводске и Пижме.

Известковые отложения озер образуются в результате химической или биологической седиментации углекислого кальция (CaCO_3). Химический седиментации, происходящий при насыщении воды углекислым газом благоприятствует высокой температуре, понижающая растворимость углекислородной соли. Многие водные растения и представители зообентоса осаждают карбид биологическим путем.

Из известковых отложений наиболее распространены в озерах извест-

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 мержель — 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 полуприбрежных зарослях. Раковинная зона залегает обычно на переходе от литорали к профундали и отвечает прибрежной зоне меланиса. 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, исходящего 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 мел практически нет.

В лесной зоне озера с жесткой водой — явление аномальное: при продолжении к югу, в зону лесостепи, такие озера становятся болотными компонентами ландшафта. Связано это с увеличением испарения, повышением температур воды озер и талых вод карбонатных горных пород в зоне лесостепи. Стояние мергеля и мела наиболее интенсивно протекает из юга 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 самородных минеральных озерах, в зависимости от условий физико-химического равновесия их вод, может происходить садка одной или нескольких солей. Итальянский садки и принцип состав отложившихся солей кончается 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 (новолздрат, 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 ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, 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 кожного покрова (термическая и лучевая процедуры) и поддерживать ее длительное время. При этом происходит расширение сосудов кожи, усиливается кровообращение, обмен веществ, частота пульса. 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, салыстия обожжен. 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 бактериоцины, антибиотик.

Развитие грязелечения во всем мире и применение для этой цели все большего разнообразия типов и разновидностей озонотерапии — это основная классификация грязей, которая и была разработана Международным обществом гидротехнической гидрографии.

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, селениты, 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.

Б. Суглинистые 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.

В. 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 суглинистые грязи. На Кавказе есть курорт Нефтяны, использующий для грязелечения один из естественных видов нефтепродуктов, известную нефть — нефтяны. На курорте Пелити (Закарпатская область, СССР) применяются озокерит, или горный воск (разновидность природного битума). Во некурортной обстановке пользуются главным образом парафином, глиной, осадками грязевым раствором. В Западной Европе имеется ограниченное число мажериловидных илов сероводородных грязей, разложенных только в ее южной части. Около 40% запасов таких грязей всей Европы находится в пределах СССР. Пылеватые большинство курортов Западной Европы используют для лечебных целей торфяные грязи. Ниже дается описание вышних признаков и условий образования илов 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.

Суглинистые грязи, или сапропели, или **б у д е н н ы е н а з ы в а н и я** в дальнейшем, представляя собой продукт, образующийся только при известных условиях на дне открытых соевых водоемов, в воде которых содержатся значительные количества сульфатов. Пелонный покров должен быть постоянным, без воды грязь испаряется, окисляется и теряет свои лечебные свойства. Необходимым условием образования грязей является также поступление глинистых веществ с берегов озера. Наиболее тонкие, мелкодисперсионные глинистые частицы увлекаются течением в центральные части озера, где, опускаясь на дно, создают суглинистые иловые отложения. Глинистые частицы (близкие к илам) 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 отлагаться в известной пропорции с преобладанием последних. Отсутствие минеральных веществ приводит к образованию отложений типа сапропелей, отсутствие органических — к прекращению дальнейших преобразований осадочных веществ.

В осадившихся 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, соединяется грязью из 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, мажериловидности и др. Без сернистого железа, при прочих равных условиях, образуются сыпучие скисшие иловые и иллы, мало пригодные для лечебных целей. Такие илы быстро уплотняются и превращаются в иллу.

Приведенные выше в основном черты, схема образования лечебной 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 многоразличным 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. Общей особенностью формирования озерных отложений является преобладание пресноводных типов в озерах увлажненной зоны и минеральных осадков — в зоне засушливого климата. Наиболее мощные толщи отложений накапливаются в озерах лесной зоны, где достаточно обильны выпадения и тепла способствует бурному развитию жизни в водоемах и связанному с ней накоплению органических остатков; значительный сток с бассейнов вымывает эти отложения минеральными частицами.

В. В. Алабянов выделяет 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 анализа формирования донных отложений в озерах различных зон В. В. Алабяновым 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. Алабяновым 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 или 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, пересекает Волгу у устья р. Е. Черемшан, далее доходит до района г. Уфы, спускается Южный Урал, затем резко отклоняется к северу и ограничивается с севера (примерно по 56° с. ш.) Кулундинскую и Барабинскую степи, спускается с северо-Салавирский край, Кузнецкий Ала-Тау и Саяны, достигает южной оконечности Байкала и через южные 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 Огневую землю, Тасманию, равнинную часть Новой Зеландии. Пресноводные отложения сверх 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 плато, Аргентины и Патагонии).

Отложения минеральных озер типичны для зонных территорий с властью засушливого климата как тропических и субтропических, так и умеренных широт, лежащих между двумя вышеперечисленными пресноводными зонами.

Пресноводные озерные отложения горных стран встречаются по всем горным системам, независимо от вертикальной климатической зональности. Азональные солончатые отложения встречаются в СССР в районах Старой Руссы, Солончесского, между реками Пинеги и Кулой, на Центрально-Якутской низменности (Кемпелайский район и бассейн р. Волка и др.). Кроме стигматов и отложений лиманов морских побережий.

На территории Европейской части СССР (рис. 93) В. В. Алабяновым выделены районы распространения отдельных групп солончатых отложений (кремнистых, известковых, глинистых, бесовых), а также районы озерных железных руд. На карту также нанесены зоны солончатых отложений в солончатых озерах; на ней отражены известное в момент составления карты несовершенство географической и минеральных озерных отложений.

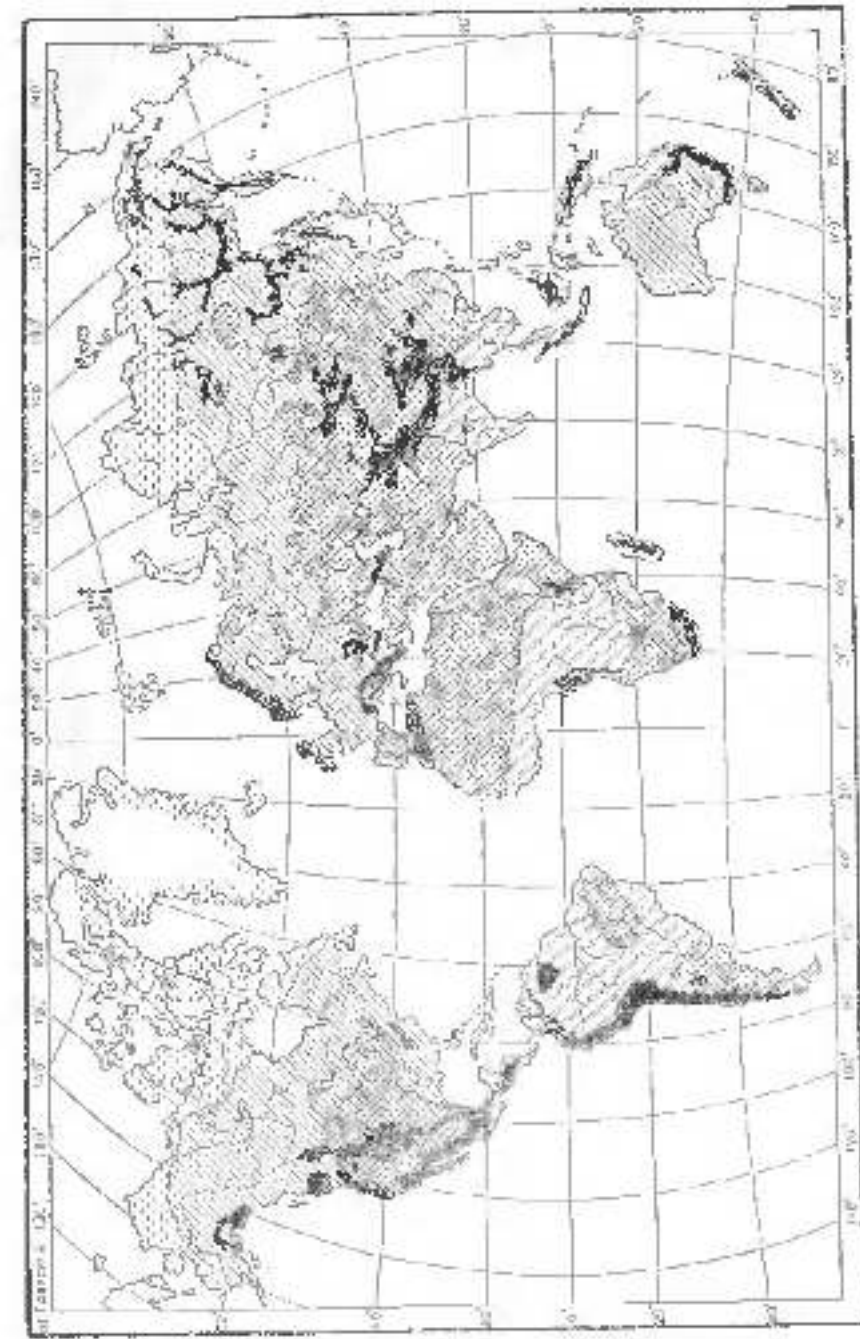


Рис. 90. Схематическая карта типа распределения доминирующих озер по степени минерализации (по В. В. Давыдову). 1 — озера с минерализацией менее 0,5 г/л; 2 — озера с минерализацией от 0,5 до 1,0 г/л; 3 — озера с минерализацией от 1,0 до 2,0 г/л; 4 — озера с минерализацией от 2,0 до 5,0 г/л; 5 — озера с минерализацией от 5,0 до 10,0 г/л; 6 — озера с минерализацией более 10,0 г/л.

Интересное обобщение материалов по распространению минеральных и органических компонентов в отложенных озерах СССР сделала С. Т. Дешевая (1959). Это обобщение показывает, что степень минерализации минеральных отложений (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, отложенные фазы отложений имеют в них более четкие ареалы залегания, чем в мелких водоемах.

В долинах отложений крупных континентальных озер Колского и о-ва Карелия преобладают минеральные частицы (зольность до 80—90%). В ряде озер слагаются озерные железные руды. Мелкие континентальные озера, особенно в южной Карелии, характеризуются типичными микроскопическими органическими отложениями.

Различия между отложениями крупных озер, в долине баланса которых сток играет существенную роль, и малых слабопроточных водоемов весьма существенны и значительны, особенно в центральной части Европейской части СССР. В первых преобладают минеральные отложения, во вторых — органические. Так, отложения оз. Царьково сформировались почти исключительно из наносов притоков, имеют зольность до 92%, зольность отложений центральной части оз. Селитер около 60% (значения значительно меньше), Перелазского озера — 70—80%. Отложения небольших озер отличаются преобладанием органических компонентов (зольность отложений оз. Неро — 40%, Селитер озера в Кокке — 18—25%, мелких озер Варды — 6—20%). Отложения мелких дистрифтных озер обычно содержат около 60—70% органических веществ.

В северной части дистрифтных озерных отложений сравнительно богаты органическими веществами. Отложения озер степной, полупустынной и пустынной зон обычно сильно минерализованы.

На пятих районах отмечаются существенные различия в отложениях отдельных озер, связан-

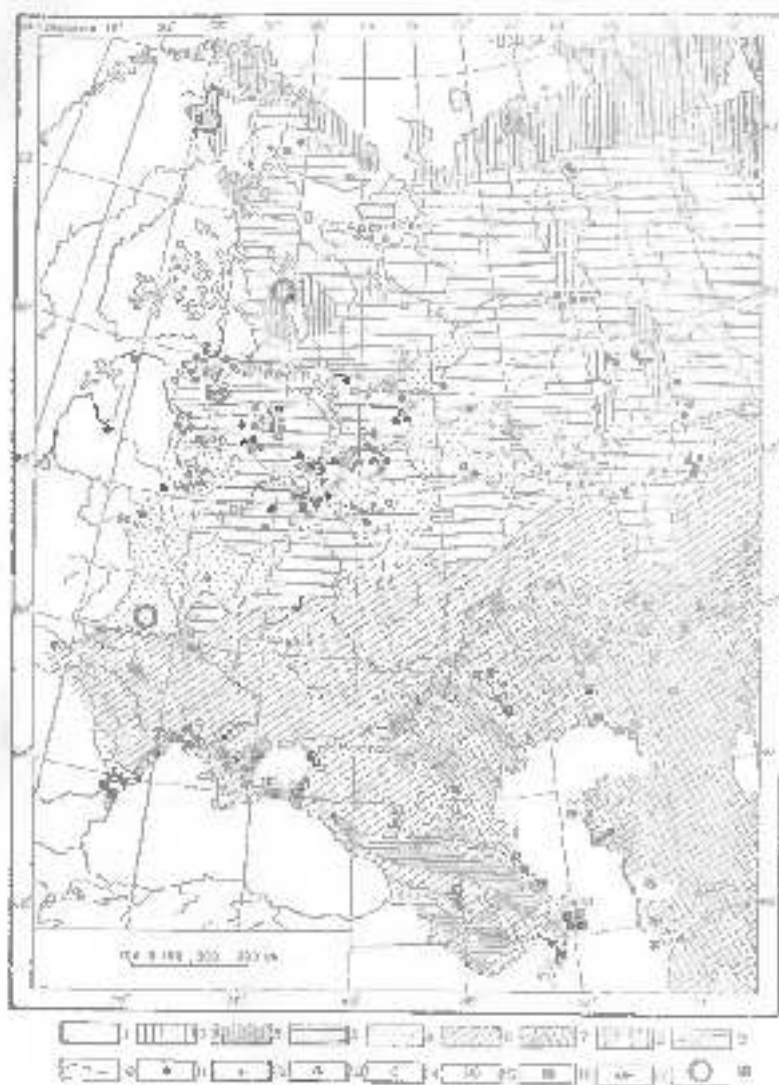


Рис. 30. Схематическая карта распределения доломитовых осадков на Европейской части СССР (по В. В. Алабинскому). Зона пресноводных озер выделена.

1 — районы концентрических соляных озер (хлоридные); 2 — районы пресноводных соляных озер; 3 — районы доломитовых осадков; 4 — районы доломитовых осадков; 5 — районы доломитовых осадков; 6 — районы доломитовых осадков; 7 — районы доломитовых осадков; 8 — районы доломитовых осадков; 9 — районы доломитовых осадков; 10 — районы доломитовых осадков; 11 — районы доломитовых осадков; 12 — районы доломитовых осадков; 13 — районы доломитовых осадков; 14 — районы доломитовых осадков; 15 — районы доломитовых осадков; 16 — районы доломитовых осадков; 17 — районы доломитовых осадков; 18 — районы доломитовых осадков.

ны с водообменом и развитием жизни в них. Так, голые отложения оз. Чаны богаты органическими веществами, планктоном в результате отмирания макрофитов и обилия зоопланктона. Оз. Сартан, расположенное в том же районе, отличается весьма минерализованными отложениями с содержанием около 90% в центральной части и около 60—70% в прибрежной. Илы оз. Байкал сильно минерализованы. Значительна минерализация отложений оз. Зайсан.

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 влажность 93—95%, каюной части и завалов — 70—80%. В озерах Центрального Алтая, лежащих на высотах 1700—1900 м, влажность отложений возрастает до 97—98%. Отложения оз. Севая 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 влажностью отложений от 6—25 до 40—55%.

Как мощность доломитовых отложений, так и интенсивность их накопления в озерах сильно варьируют. Например, средняя интенсивность накопления отложений Телеского озера около 9 м в год, Белое озеро и Косинское — порядка 200—250 м.

Мощность отложений некоторых озер лесной зоны достигает 20—30 м (оз. Исаевское — несколько больше 30 м, оз. Долгое в р-не оз. Свингер — 21 м) мощность отложений солитровых в Чукотском озере 7 м и некоторых солитровых озер Урала 8—9 м.

О ЗАПЛЕВЕНИ ВОДОХРАНИЛИЩ

Основная роль в заплевлении водохранилищ играет твердый сток наносов их рек и наносов, образовавшихся от разрушения берегов: стлженные остатки водной растительности и органического, растворенных веществ, имеют существенное значение в малых водоемах и особенно сильно мешают в крупных водохранилищах, особенно в первые годы после их заполнения. При этом эк-

сперимент, 7 — районы концентрических соляных озер (хлоридные); 8 — районы пресноводных соляных озер; 9 — районы доломитовых осадков; 10 — районы доломитовых осадков; 11 — районы доломитовых осадков; 12 — районы доломитовых осадков; 13 — районы доломитовых осадков; 14 — районы доломитовых осадков; 15 — районы доломитовых осадков; 16 — районы доломитовых осадков; 17 — районы доломитовых осадков; 18 — районы доломитовых осадков.

зависели размеры и форма котловина. Пересеченный рельеф дна, наличие стариц, затопленных русел 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 разрушается захватываемая боковыми берегами, оно идет вглубь, в результате чего в водоем поступает 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 питающей его реки. В меженьный период, при наполненном водохранилище, подпор распространяется вверх по реке и уменьшение скоростей течения происходит дальше от плотины; наносы выносятся в переловные водоемы. Во время паводков подпор отключивается ближе к водохранилищу, скорости течения, достаточные для перемещения наносов, скапливаются в водохранилище на больших расстояниях: наносы, являясь подвижными в верхней части водоема, размываются, перемещаются потоком и отлагаются вместе с материалом, приносимым речными водами, ближе к плотине.

Интенсивность и глубина турбулентного перемешивания также меняется при колебаниях уровня и изменениях подпора, еще более осложняя движение и отложение наносов. С режимом работы ГЭС и порожками связаны течения в приплотинной 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 плотах и перекатах речного русла при подпоре.

Совокупное действие колебаний уровня, переменного подпора, ветра и связанное с ними непостоянство 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, геологическим строением бассейна, интенсивностью атмосферных осадков и связанный с ней возможностью образования селевых потоков, обвалов и оползней, а также с режимом таяния ледников, питающих реки. Такие водохранилища, при отсутствии мер защиты от оползней, заиливаются сравнительно быстро, закономерности отложения наносов в них выступают более рельефно. Рядом исследователей выявлены некоторые, приводимые ниже, характерные особенности заиливания водохранилищ озерного и речного типа, питающихся водами горных рек.

В глубоком водохранилище озерного типа крупнее (и первую очередь донные) наносы скапливаются в его верхней части, образуют конус выноса, иногда выходящий за плоту. Отложение этих наносов обусловлено резким уменьшением скорости течения реки при впадении в водоем. В начале половодья, когда водный уровень в водохранилище отстает от подпора плотной воды в реке, отключившись в устье наносы размываются и продвигаются в сторону плотины. При длительном паводке или отключившемся материалом может создаваться подпор, в зоне выклинивания которого произойдет отложение крупных наносов. Ил и мелкий песок отлагаясь под крутым откосом (обычно) конусом выноса в глубокой части котловины и при последующем паводке, размываясь, перемещаются в глубокие приплотинные участки. Наиболее мелкие фракции, при достаточных скоростях течения и турбулентности, выносятся за пределы водохранилища.

Некоторая доля наносов поступает в приплотинный водоем и в связи с насыщением речной воды, насыщенный ил выносом, 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 в связи с растеканием речных вод по мелководью при впадении. Наибольшее скопление крупных наносов в приустьевой части и уменьшение как мощности слоя, так и диаметра частиц по направлению к плотине сохраняется и в этих водоемах.

В водохранилищах речного типа, где уменьшение скоростей течения вдоль бьефа происходит медленнее, в зависимости от режима течений и крупности наносов, отложения накапливаются или более равномерным слоем, чем в озерных, или в виде гряды (уступ), возникающей первоначально в верхней части бьефа и постепенно продвигающейся к плотине. Передвижение гряды осуществляется за счет нарастания скоростей течения над ней, связанного с уменьшением глубины. При возросших скоростях течения значительная доля наносов как поступающих с речной водой, так и возникших при размыве гряды, транспортируется

в ширкий участок водохранилища. Мелкие частицы, как и в водохранилищах сзернистости, накапливаются в более глубоких (гидро-)

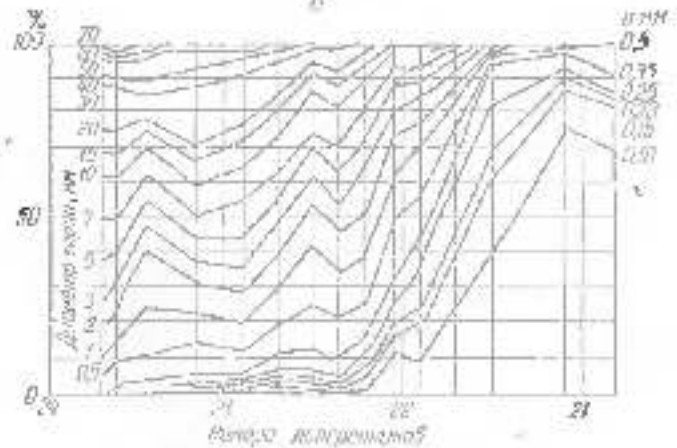
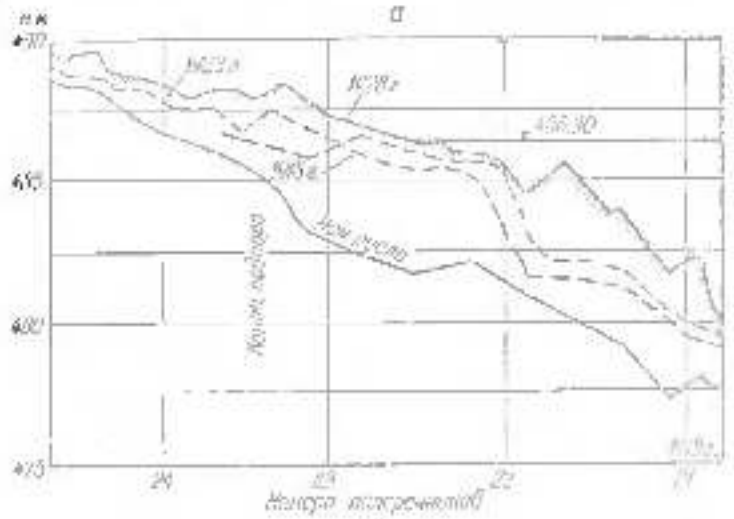


Рис. 9. Схема заливов водохранилища изрытого типа (по Г. 35, Шапогу): а — продольный профиль водохранилища, б — поперечный профиль водохранилища

лым образом приплотняемых) участках. В связи с приложением гидр. 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 движение 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 зависшие в суже-

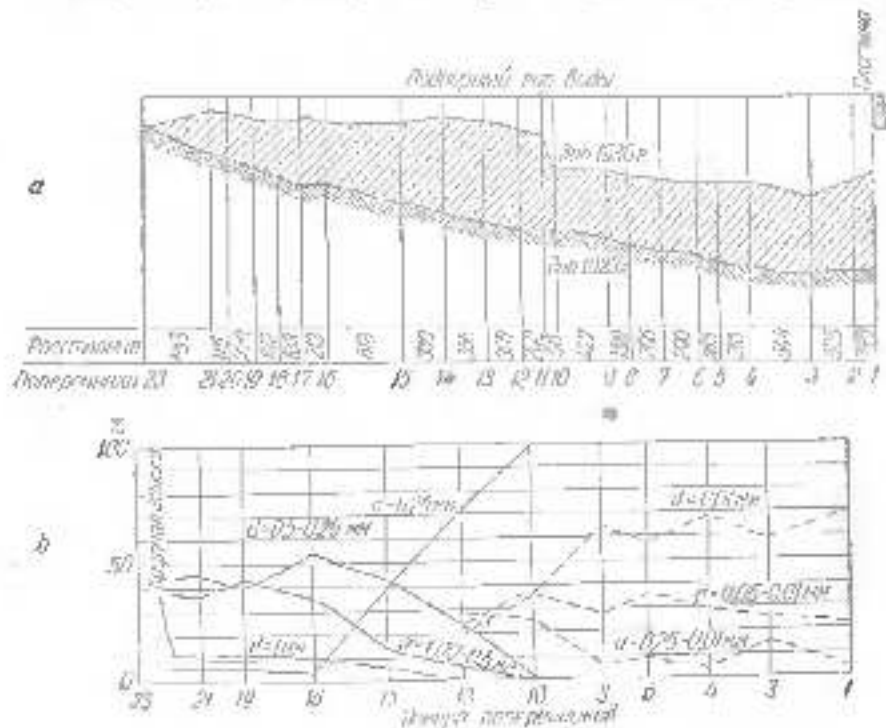


Рис. 95. Схема заливов водохранилища речного типа (по Г. 35, Шапогу): а — продольный профиль водохранилища, б — поперечный профиль водохранилища

них участках идет путем возникновения и образования прог. в расширенных — с образованием конусов наноса.

Наносы в водохранилищах накапливаются у препятствий и в углубленных дна, в результате чего при образовании неровности дна накапливаются. Распределение наносов по Котловине и неровности их накопления в различных участках водохранилища зависит от ряда факторов: рельефа дна, переработки отдельных участков берега, направления и скорости господствующих ветров, течений, попусков и водосбегности (проточности), водной растительности.

Различия в развитии малых водохранилищ одного географического района, связанные с особенностями их морфологии и режима, хорошо видны на примере Чувашского, Пяловского и Яхромского водохранилищ канализм. Москвы¹. Эти водохранилища характеризуются различными размерами (табл. 30).

Таблица 50

Список накопления данных исследований и наблюдений за 1963-1964 гг. Москвы (по Н. П. Славинской, 1966 г.)

[illegible]Угловые размеры лент $\theta = 13.3$ мр, $L = 9.1$ мр, $B = 4.6$ мр.

15-я (средняя для трех районов)	2,0	3,75	1,82	0,10	1,49
15-я (средняя для городского района)	9,0	5,62	2,39	0,51	2,59
4-я (средняя для всего района)	1,0	0,62	0,47	0,12	0,45

Полуженое возмущение: $\delta_0 = 0,27 \text{ м}^2$, $l = 0,3 \text{ км}$, $R = 1,2 \text{ км}$

12 м	15,0	9,48	4,42	0,23	4,19
9 м (скалы) вбродирого- вого берега	16,0	0,26	3,52	0,15	3,37
9 м (средняя для всех размеров башкиры)	3,0	3,13	1,47	0,06	4,41
6 м (средняя для двух размеров)	2,0	1,25	0,89	0,04	0,85

Исходные характеристики: $P_{\text{э}} = 1,60 \text{ кВт}$, $L = 3,9 \text{ км}$, $D = 0,8 \text{ км}$

5,5 м (всего, всего)	50,0	12,4	8,30	0,82	5,07
3 м	4,0	2,5	1,18	0,02	1,11
0,5 м	5,0	3,12	1,48	0,67	1,31

² T_1 — изогнутая поверхность, T_2 — прямая, T_3 — поверхность вращения.

* См. Н. Д. Сарыкозья. Периодизация и распределение осадков в различных климатических зонах юж. Москвы. Докл. АН СССР, 1956, III, вып. 6.

Растение длиннейшими во всех водоемах массовое, выходящее над поверхностью — умеренное, и только в Яхромском водохранилище — обильное. Берега лесистые, в Яхромском водохранилище высокие, мало заросшие, в Угличском — черемухой заросшие, в Пыжовском — низкие.

[illegible]

Материалы комиссии, составленной Училищем и Язвинского подокраивали (за исключением рублей рева) по сравнению с Подокраивали в значительной степени совпадают с их интересной особенностью: имена воды в Училищем сокращены (всего 14 в списке), в Язвинском — четырежды за беззачетный период.

По данным Д. А. Расторгуева (1939), наиболее высокие значения дождливости в Пензенской (Болжском) кондачиннике $7,12 \text{ мм/дн}$ в год в восточной части и $4,92-4,7 \text{ мм/дн}$ год в западной части; по данным В. М. Давыдова и Н. С. Лисицкого (1929), интенсивность выпадения в болжских кондачинах составила $50-150 \text{ мм/дн}$.

Степень заиливания водохранилища характеризуется отношением его объема (V) к объему наносов, отлаживающихся в нем в течение года (R_0), $\frac{V}{R_0}$. Величина R_0 должна включать как ледотонные, так и ветхотонные отложения.

При расчетах завышен срок действия водохранилища (Т) в годах определяется по соотношению вида

$$T = \frac{V}{W + 5\varphi_1 - 4V_1} \quad (2)$$

где V — объем, при падении которого водохранилище прекращает перестать действовать; W — годовой объем твердого стока реки, питающей водохранилище; W_1 — годовой объем наносов, поступающих от разрушения берегов и приотложения растений и животных в водоем; W_2 — годовой объем наносов, сбрасываемых в нижний бьеф.

Твердый ствол реки, интересней водохранилище, может быть рассмотрен по аналитическим или графическим зависимостям.

$$R = f(U) \text{ и } u = f(U)$$

где U — скорость течения в м/сек , R — твердый расход в кг/сек , ρ — плотность в г/см^3 .

При расчете необходимо учитывать изменение скорости (U) при подпоре в количестве транзитных катанов и паводка, вызванного подъемом и уносом из водосема (W).



Рис. 10. Интенсивность дождевых отложений в некоторых водохранилищах (в м³ на 100 м²) (по Г. И. Д. Шамову)

Водохранилища: I — Угличское, II — Глазовское, III — Яхромское

Весьма существенную роль в запылении итракт наносов, поступающих со разрушения берегов. О количестве их можно судить по данным исследований Прикамского водохранилища (1952—1955 гг.)¹.

За исследуемый период, в среднем за навигацию, только в нижней зоне водохранилища с 1 доз. км берега было смыто 100 тыс. м³ грунта. 54% этих наносов оказалось на береговой отмели. Значительная доля частиц, перешедших в возмущенное состояние при разрушении берегов, безусловно отлагалась в глубоких участках водоема. Наибольший размыл достигал за навигацию 100 тыс. м³ на 1 доз. км берега, а отложение в прибрежной зоне — 80 % смытого грунта.

При расчете запыления водохранилищ, особенно малых, необходимо учитывать отложение органических остатков макрофитов и планктона. Для определения интенсивности накопления этих отложений необходимо использовать материалы наблюдений на озерах, существующих водохранилищах и данные плесбуроведения. Детально вопросы, связанные с запылением и методы его расчетов, освещены в работе Г. И. Шамова (1939).

В водохранилищах, в зависимости от их типа, размеров и подпора аккумулируется различная доля годового твердого стока.

В табл. 31 указывается примерная часть объема годового твердого стока, осаждающаяся в водохранилищах различных типов.

Таблица 31

Аккумулирующая способность рек и водохранилищ различных типов (по А. В. Озерному)

Тип водохранилища	Процент объема годового твердого стока, осаждающийся в водохранилище
Озерный с большим подпором	50—55 (в первом озере)
Речной	40—50 (в первом озере)
Небольшое и мелководное озеро	20—40
Без подпора: наибольшая речная и с малым количеством наносов	10—20

Интенсивность запыления весьма различна в водохранилищах, находящихся в разных условиях. Некоторые данные о ее величине (по Г. И. Шамову) приводятся в табл. 32.

¹ См. С. Л. Петрова. Интенсивность рельефа берегов и дна Прикамского водохранилища в 1952—1956 гг., «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1957, № 3.

Данные о замерах и объемах водохранилища (по Г. Н. Шенку)

Водохранилище и дата	Площадь бассейна, км ²	Объем, км ³	Годовая норма осадков	Число лет	Запасание и % от объема водохранилища	
					за период	сп. годовых
Батум, р. Копорское (СССР)	654	9,6	1907—1908	1	103	100
Перет, р. Мур (Австрия)	6,29	0,30	1925—1929	1,5	110	68
Водохранилище на Католе	23,5	11,0	1926—1932	6	90	10
Залташ, р. Залташ (Венгрия)	1,00	3,50	1913—1920	17	82	4,8
Чарбат, р. Меккеро (Алжир)	3,40	19,5	1923—1923	50	48,7	0,37
Мин-Мини, р. Талос (Нов. Мексико)	73,0	111	1901—1903	30	55,5	1,41
Берриджук, р. Мурумбичи (Австралия)	12,9	950	191—1921	14	0,52	0,91

Борьба с наплывом водохранилища проводится в двух направлениях: 1) путем уменьшения эрозии и твердого стока в бассейнах; 2) путем предотвращения инфильтрации напора в самом водохранилище или сброса их из него.

К первой группе мероприятий относятся: облесение и задержание воды на различных участках бассейна и прибрежных шоссей, сохранение существующих лесных массивов на этих участках, закрепление оврагов, террасирование горных склонов, мелиорация по борьбе с ливневой эрозией. Вторая группа мероприятий включает: отвод паводочных вод по основному русла реки до сброса воды в водохранилище, выполнение водохранилища через деревянные плотины, устройство в верховьях плотины водохранилища небольших плотин или поперечных дамбных галерей для отвода воды наверх, создание и водохранилища доплотинного объема для увеличения напора. Для тропики водохранилища (сброса из них части ливневых паводков) в некоторых плотинах устраиваются дамбы водоспуска.

ЛИТЕРАТУРА

- Александров В. В. Заселение озерных отложений. Изд. Ленинградского ун-та. ЛГУ, 1932, вып. 6.
Белогородский В. В. и Мухоморов С. Д. Озера на водосборах. Изд. МГУ, 1936.

Кузнецов С. И. Роль водохранилищ в регулировке напора в реках. Изд-во АН СССР, М., 1952.

Лопатин С. Г. Жизнь озер. Изд. «Жизнь животных» СО РСФСР, т. III, Изд-во АН СССР, М., Л., 1950.

Павловский В. В. К методике изучения донных отложений. «Тр. Восточной Сибири», биол. серия, 1927, т. V.

Петровский В. В. Исследование донных отложений и донных течений. «Изв. ВГО», 1952, № 4.

Полынов В. В. Гидрологический режим водохранилищ. Сб. «Известия советского», вып. 8. Изд-во ОНТИ, М., Л., 1928.

Расселов В. Д. Гидрологический режим водохранилища в Космосе. «Тр. Ленинградского университета», 1932, вып. 15.

Расселов В. Д. Д. Материалы к исследованию водохранилища-озера «Ленинградского», «Тр. Ленинградского университета», 1937, вып. 21.

Семелов Н. П. Возникновение термического режима донных отложений. «Тр. ЛГУ», серия АН СССР, 1954, т. III.

Сидоренко М. М. Проблемы озерности в СССР. Изд-во АН СССР, Л., 1952.

Стрелов В. П. М. Известия-документы для исследования и изучения озер. «Тр. Ленинградского ун-та», 1951, вып. 124 (сер. геол., № 15).

Троцкий Г. И. Задержание водохранилища. Гидрометеорологический, Л.—М., 1936.

ФОРМИРОВАНИЕ БЕРЕГОВ

Берега озера и контуры дна формируются под совместным воздействием ряда факторов. Одни из них (волны, течения, колебания уровня, в ряде случаев опресненные физико-геологические процессы и грунтовые воды) относятся к гидродинамическим; 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. Качавет рельефа и метеогеологические условия, отдельные лет и сезоны воздействуют на формирование берегов косвенно, определяя ветро-волновой режим, течения, слоны и 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. Издействие человека (строительством и эксплуатацией гидротехнических сооружений, промышленным предприятиям, жилых построек, жилищных и посевных дорог, добычей полезных ископаемых и строительством, регулирование стока, обработка почв и разведение сельскохозяйственных культур) является фактором, могущим коренным образом изменить процесс формирования берегов.

В процессе развития очертаний 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 озерный берег в результате разрушения верхней его верхней части и отложения грунта в низах.

Верхняя часть берега, подверженная разрушающему действию прибоя, делится на крутой (часто осыпающийся) береговой обрыв (кафф) и расположенные под ним более пологие прибрежные, частично перекрытые продуктами размыва. Ниже поверхности минимальных уровней озера располагается пологий береговой откос, нижняя часть которой сформирована эрозией, верхняя — аккумуля-

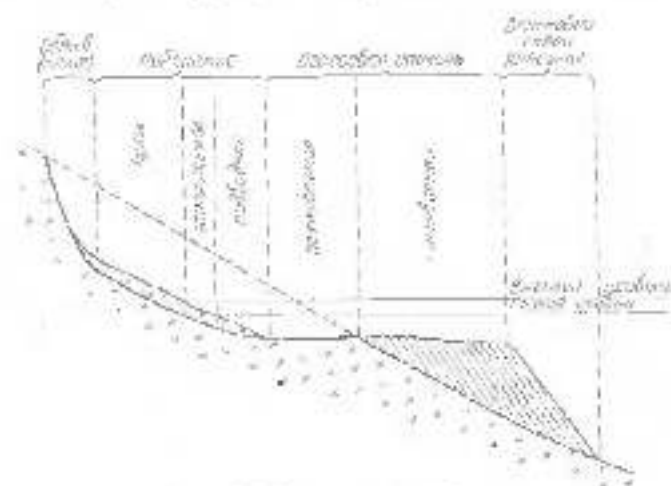


Рис. 97. Схема формирования берега

тивной. Между береговой отмелью и глубоководной частью озера располагается крутой аккумулятивный обрыв.

Эрозия обусловлена ударом волн, особенно сильными при их разбивании, переменном и аккумулятивном движении — приливном, сходом воды, после разрушения волн, приливным от берега и глубокой части водоема. После выработки отмели под дальнейшей переработкой берега, при неслучайных гидрологических и других условиях формирования, замедляется, так как волны разрушаются на отмели и не доходят до глубоководной части; при дальнейшем существовании водоема в этих условиях замедляется углубление профиля берега, практически не подвергается переработке.

Такое строение берега может сильно измениться в зависимости от первоначального уклона, геологического строения и характера пород, задерживающих и задерживающих 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 геоморфологических и почвенных обследованиях наибольшее значение имеют литологический состав, крутизна частиц и устойчивость горных пород против размыва. Чем крупнее частицы, составляющие берег, тем при прочих равных условиях, на меньшей глубине начинается движение этих частиц, так как сдвинуть их могут только гребни разрушающихся волн. Крупные частицы будут передвигаться на значительно меньшие расстояния от берега, и крутизна подводящего участка берега, сложившегося из них, будет больше, чем сложившегося из мелких частиц. Так, например, при высоте волны 0,5—1 м средний угол наклона отмели, сложенной гравитом — 3° , среднезернистым песком — 8° , галечником — 14° . Наиболее мелкие частицы (по Н. Е. Кондратьеву, с диаметром менее 0,03 мм) выносятся течением за пределы береговой зоны и в формировании отмели не участвуют. При равной крутизне частиц, сложенных берег, они сгустятся поднимая и верхний участок подводящего склона формируется из более крупного материала и имеет большую крутизну, чем сложенный из мелких частиц илкий.

Берега, сложенные из твердых пород, слабо подвергаются размыву. Значительную роль в их формировании играют биогенные (механическое, химическое, физическое). Такие берега сохраняют первоначальные очертания и наклон и течение длительного времени. Примером могут служить берега северной части Онежского озера, где отвесные скалы с незначительным поджимом под ногами и каменные наплавы, переработанные деятельностью ледника, подходят к урезу воды.

На песчаных берегах образуется отмель, а при значительной крутизне берега ($10-15^\circ$) над ней развивается осыпь, угол наклона которой достигает порой $50-60^\circ$, т. е. больше угла наклона естественного откоса песка. Примером могут служить участки песчаного восточного берега оз. Выг, выходящего в подходе от сооружений Беломорско-Валтийского водного пути. В тех случаях, когда песок сменен гравием или известными растительными почками обычно образуются отвесные буристые стенки, у подножья которых лежит барьер из обвалившихся глыб. Глинистые берега при подмыте образуют «ступенчатые» обрывы. Около уреза воды возникает ниша (каверна) 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 карнизами, чередование осыпей и обрывов и т. п.). Вымытые из шором идуны либо образуют плечи

под береговым уступом, либо передвигаются под уклоном берега к глубинной части водоема. Наклон пластов составляющих берег пород в сторону подоема, наличие трещин благоприятствуют появлению обвалов, оползней и других деформаций склона при подходе его основания.

Высота, формы и крутизна склонов. Быстрее всего перерабатываются крутые выпуклые склоны, значительно медленнее — выпуклые.

При наличии у подножья склона возвышенной поверхности (речной террасы, орошаемого уступа, дельтовидного чина), расположенной на глубине действия волны, размыв будет незначителен; такая поверхность играет роль отмели, на которой гасится энергия волн. Низкие склоны разбиваются волнами, так как количество обрушивающегося материала, поступающего с них в некоторый промежуток 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 разрыв таких берегов происходит медленнее.

Наблюдениями установлено, что на пологих берегах с углом наклона до 4° подмыта не образуется. При углах наклона менее 2° размыв сменяется аккумуляцией тонких минеральных и органических частиц. На пологих берегах подокраивания, в местах разрушения волн (на значительном расстоянии от уреза), могут образовывать валы из грунта, а иногда из гравия, стальной трески, торфяной крошки и мелких минеральных частиц. Между такими валами в урезе воды образуется загула, затопляемая при сильном волнении и зарастающая. Ниже вала образуется новый берег, преобразуемый волнами и могущий подвергаться эрозии. Такие вали длительное время не могут существовать в разрушающей роли в формировании берегов не играют. При углах наклона склонов $5-10^\circ$ создается только небольшая отмель. Наиболее интенсивна переработка склонов с углами наклона $10-90^\circ$. Возникающие в результате их переработки типы берегов весьма разнообразны. Подмыв берегов связан с приливными частями подокраивания, где затопление достигает коренных берегов до дна. В верхних удаленных от плотины участках, где затоплена лишь пойма, развиваются сравнительно небольшие подмыты. Формы берегов и их крутизна зависят от подокраивания близки к озерным, в верхних же имеют много особенностей, свойственных речным берегам.

Деревянный покров и залесенность берегов. Задернованность замедляет размыв берегов при достаточном крутом склоне (грунт начинает размываться только после разрыва и сдвига деревьев) и способствует аккумуляции мелких частиц на пологом берегу.

На водохранилищах Севера и средней полосы СССР существенную роль в формировании берегов играют глыбы торфа, сторканые от берегов и для и всплывшие на поверхность воды. Торфяные глыбы и крошки, переносимые ветром и течениями, отлагаются на пологих берегах, образуя пляжи и валы. На Рыбинском водохранилище такие пляжи достигали 2 м ширины, а валы — 2—3 м высоты.

Плавающий торф, древесные остатки и торфяная крошка несет волну на подходе к берегу и этим препятствуют его размыву. Лес и кустарник замедляют своей корневой системой размыв берега, и при обрушивании берега упавшие в воду стволы и ветви предохраняют его от дальнейшего разрушения. При заносении 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. Уничтожение затопленных лесов идет с двух сторон от берега, где деревья неплотнее четырехом для гибких стволных пучков или гибнут во время понижения уровня, и от глубинной части, где они подвергаются наиболее сильным ударам волн, а в период ледохода — ударам льдин, действующим в ряде случаев сильнее волн. Процесс этот идет медленно.

В большинстве случаев бывает трудно выделить действие отдельных факторов на берега. Как мы увидим дальше, каждый из рассмотренных методов расчета формирования берегов учитывает несколько факторов. Тем не менее отметим основные особенности воздействия глыбы из них на приближающиеся берега.

Колебания уровня. Колебания уровней озер и водохранилищ обусловлены особенностями водного баланса этих водоемов и размерами и формой их котловин.

От положения уровня зависит площадь акватории, длина и ширина водоема, а следовательно и величина разгона воды. 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 подбережья.

При каждом положении уровня создаются свои условия развития волн, связанные с разгонами и глубинами, воздействию волн подвергается вполне определенная (меняющаяся с изменением размеров волн) зона прибрежья. В случае неизменного положения уровня с течением времени вырабатывается устойчивый профиль берега.

При повышении или понижении уровня соответственно меняется и зона переработки берега, форма берега, возникающие при другом уровне, или совершенно уничтожаются, или претерпевают изменения тем больше, чем больше изменение уровня и продол-

жительность его стояния на новой 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 выходящий уступ выходит из-под воздействия волн (рис. 99). При понижении уровня уступы размываются, если продолжительность стояния уровня на низшей отметке и величина волн достаточны для их разрушения. Поэтому, чем большие колебания уровня в водоеме, тем более интенсивно идет переформирование берегов и тем больше ширина зоны размыва.

Важные колебания уровня по величине зоны размыва учитываются во всех применяемых в настоящее время методах расчета формирования берегов. Некоторые исследователи (Б. В. По-

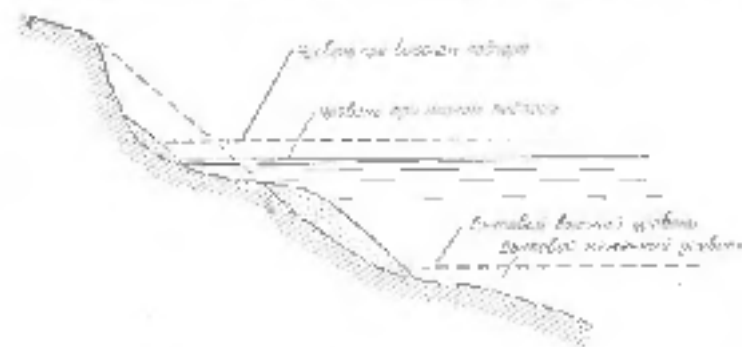


Рис. 98. Берег водохранилища (по Б. В. Полякову)

ляков, 1933; Е. Г. Качугин, 1951) вводят в расчетные формулы амплитуду колебаний уровня, другие (Б. А. Пилькин, 1954) ведут расчет последовательно для определенных отрезков ее. Кроме того, в формулы включаются глубины, высота волн и высота их размывания, также связанные с положением уровня.

В выборе отметок уровня для определения амплитуды его колебаний нет единого мнения. Так, Н. Е. Кошаровский предлагает учитывать наименьший уровень в конце наводнения и уровень при нормальном подтоплении горизонта, Е. Г. Качугин — наименьший безледного периода и высший с обеспеченностью 10—20 %.

С отметкой уровня связано местоположение зон водохранилища, описанных выше (см. гл. II), а следовательно, и развитие типичных для этих зон форм берегов. При расчетах для различных уровней необходимо учитывать особенности рельефа чаши при каждом уровне (расположение междоудельных участков как у берега, так и в открытой части водоема, изменение глубин по изричному рельефу расчетных волн), а также повторяемость

и продолжительность стояния урвавай. Повышенное урвавай в водоеме приводит к пропитыванию почвы и грунта водой из минеральных устьевых побережий и к повышению уровня грунтовых вод. Насыщение грунта водой способствует развитию оползней, особенно если пористый грунт подстилается водоупорным слоем, наклоненным к подножию. Интенсивно разрушаются лесовые берега, простирающиеся по долине.

Водяны и течение. Ширина зоны переработки берега, размеры и форма береговой отмели и прилегающей к ней территории зависят, при прочих равных условиях, и от ряда факторов: от размера (высоты, длины), крутизны склона и их энергии. Воздействие волн на берега различно при различных уровнях воды.

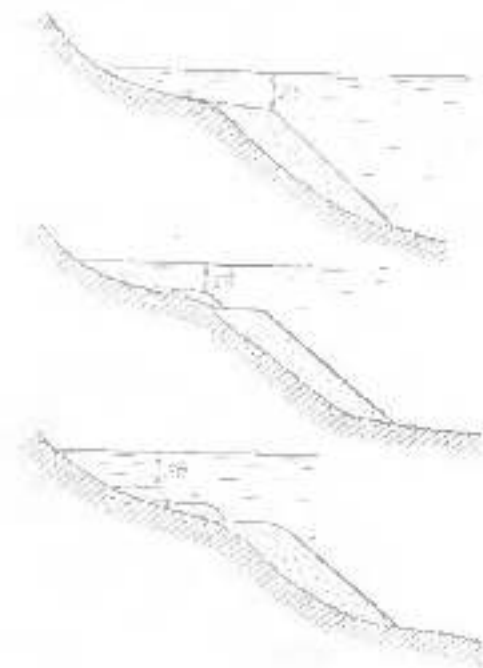


Рис. 99. Схема образования устьевых берегов при различных уровнях (по Б. В. Полежаеву).

Важнейшим фактором, влияющим на формирование берегов, является направление движения (углом подхода к берегу) и рефракция. Рефракция выражена сильнее у отмелей берегов, чем у припобей. У расчлененных берегов фронт волны в результате рефракции приближается к огибанию берега. В

тех же условиях, при прочих равных условиях, и от ряда факторов: от размера (высоты, длины), крутизны склона и их энергии. Воздействие волн на берега различно при различных уровнях воды. Наибольшее воздействие на берега оказывают волны, которые могут сильно разрушить берег в первый период его формирования и ускорить образование отмели. В дальнейшем такое воздействие берега только при тех уровнях, при которых не выпадают участки его донных донных поля. Последующая эрозия требует более длительного воздействия волн. Волны больших размеров, часто возникающие при наиболее устойчивых

бурях, где фронт волны растягивается, энергия ее уменьшается, у мыса, где приходится сужение фронта, 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 склону при различных геологических условиях и высотах воды

Породы	Высота воды, м		
	1,0—2	1,0—0,5	0,5
Глина	4	5	4
Песок	3	4	5
Суглинок	4	6	7
Песок (средний)	6	7	8
« средний	7	8	11
« крупный	10	11	13
Гравий	12	13	14

Формирование отмелей волнами, поступающих с берегов, связано с разрыванием этих волн на большем расстоянии от уреза и, следовательно, с расхождением энергии вдоль от него, и ослаблением размыва. Небольшая волна разрушается ближе к урезу, приобретая более крутую и узкую отмель. Важную роль в формировании берегов играют перекатывание волн, связанное с поступательным движением воды при подходе волны к берегу. Если волна движется перпендикулярно берегу, то твердые частицы перемещаются в сторону берега вместе с массой воды, волны наклоняются на него при разрушении волны. После выкатывания части воды выкатывается во вкатывание новой волны, другая часть вместе с волнами движется в приливном слое воды по склону под действием совмещенных по направлению сил: волнового течения и тяжести. По мере замедления движения и результате трения, волны создаются на отмели. Это движение обуславливает их сортировку, формирование дна и типичного профиля берега, в котором твердые частицы. В случае подходе волны к берегу под острым углом сила, действующая на массу воды, выкатывающаяся на отмель, не совпадает 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 берег, приближаются к берегу и затем они совершают путь, следующий пути их в открытой воде, по сдвинутой отмели берега.

береговые формы. С течением времени эти новые берега превращаются в существующие излучины, связанные с режимом подхрипидности. В зависимости от размеров, формы водохранилища, от характера первоначальных берегов и от местных условий, переформирование побережья идет весьма различно.

С переобработкой берегов связаны режимы шлюзов в водоемах и их динамические приложения к нему местных.

ОСНОВНЫЕ РАСЧЕТЫ ПЕРЕРАБОТКИ БЕРЕГОВ

Исследования формирования берегов озеровидных водоемов и разработки 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.

Натесненность отступавших берегов стоит под угрозой различных сооружений, населенные пункты и сельскохозяйственные угодья, расположенные вблизи водоема, а возвышение и расширение откосов создает большие затруднения для водного транспорта. Строительству на берегах озер и водохранилищ, сельское хозяйство, 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, накоплены материалы по формированию берегов водохранилищ, позволяющие разработать методы расчета (прогноза) этого формирования для различных условий.

На факторы, действующие на берега, в большинстве расчетов записываются следующие: высота и энергия волн, глубина 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, находящиеся в различных природных условиях, а зачастую и в разных географических зонах; неодинаковы и ряды наблюдений.

Несомненно, большую помощь в выявлении и теоретическом обосновании закономерностей формирования берегов озеровидных водоемов оказали разработки, выполненные для морских берегов, хотя аналогии между этими объектами водоемов далеко не во всех случаях из-за существенных различий в их режиме. Теоретическое объяснение особенностей переработки берегов озеровидных водоемов и разработка методов ее расчета

и прогноза получили с момента постановки этой проблемы два направления. Первое из них, выдвинутое акад. Ф. Н. Саваренским, исходило из аналогии берега водохранилища с берегом реки при высоком уровне. Второе, основанное на аналогии берега водохранилища с озерным берегом.

Первое направление, поддерживаемое В. Ширяновым, Г. С. Золотаревым и Е. Г. Качуковым (в начале их работы), получило в первые годы 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 признание и распространение направление, выдвинутое проф. Б. В. Поляковым, на принципах которого стоят применяемые для расчетов переработки берегов водохранилищ методы Е. Г. Качукина, Н. Е. Кендратьева и В. А. Пашкина.

Ф. Н. Саваренский на основе исследований и расчетов 1935—1940 гг. вывел формулу для определения ширины береговой отмели водохранилища (B):¹

$$B = b \frac{h_0 - h_{\text{н}}}{H_0 - h_{\text{н}}} \quad (1)$$

где b — ширина бечевника реки (полосы берега, прилегающей к размытому склону и ограниченной по высоте уровнями меженей и половодья), h_0 — высокий уровень водохранилища, $h_{\text{н}}$ — низкий уровень водохранилища, H_0 — высокий уровень реки при половодье, $h_{\text{н}}$ — низкий меженный уровень реки.

Основным недостатком формулы Ф. Н. Саваренского является неучет действия волн. Этот недостаток обусловлен представлением о водохранилище как о реке, находящейся в подпоры. В. А. Ширянов в 1937—1940 гг. для зависимости переработки берегов от продолжительности стояния уровня на высоких и низких отметках. Профиль склона, формирующего берега считал выпуклым (аналогично речному берегу). Глубину каменного края береговой отмели принимал равной удвоенной высоте волны ($2h$). Б. В. Поляковым в 1938 г. выведена формула для определения ширины береговой отмели (B):

$$B = \frac{A + 2h + h_{\text{ср}}}{\text{tg } \alpha} \quad (2)$$

где A — амплитуда колебаний уровня, h — средняя высота волны, $h_{\text{ср}}$ — высота накатывающей волны, α — угол наклона берега.

¹ Во всех формулах данной главы приняты единые обозначения, отличающиеся от обозначений, применяемых авторами некоторых формул.

Б. В. Поляков указывает, что при повышении уровня в подпоясной части берега остаются уступы, представляющие собой откосы, возникающие при более низких уровнях и вышедшие. Исследованное, того, что при высоком уровне морского глубины, из-под воздействия воды (рис. 99). В своих расчетах Б. В. Поляков не рассматривает надводного откоса берега.

В настоящее время для расчетов формирования берега применяются методы Е. Г. Качурова, Н. Е. Кондратьева, Г. С. Золотарева и Б. А. Пышкина, в рассмотрении и оценке которых мы переходим.

Метод Г. С. Золотарева основан на тщательном изучении геологического строения и гидрогеологических условий берегов до начала их формирования и на применении аналогов (водохранилищ, озер и крупных рек) в сходных условиях. Построения ведутся графически. Расчет производится для типичных в геологическом и гидрогеологическом отношении участков берега. Для каждого из этих участков предварительно строятся профили берега в характерных местах до начала переработки.

Г. С. Золотарев отмечает на берегу зоны, связанные с характерными уровнями воды, при которых формируется участок берега. В качестве характерных уровней выбираются: нормальный подпорный горизонт (НПГ), уровень летней сработки в маловодный год (обеспеченность 5%) и уровень половодья (с 50% и 5% (в зависимости от периода, на который ведется расчет). Расчет ведется для периодов: 1) интенсивной переработки (10 лет) и 2) конечной стадии переработки, после которой устанавливается устойчивый профиль берега.

Учитывая различие гидрогеологического режима в нижней и верхней зонах водохранилища и гидрогеологических условий на различных участках берега, Г. С. Золотарев варьирует методы расчета:

1) для нижней зоны водохранилища, характеризующейся значительными водными и проточными отсутствием надводных течений, и верхней зоны и залива, где волны меньше и надводные течения оказывают влияние на формирование берегов;

2) для песчаных и галечных берегов.

Для песчаных берегов нижней зоны водохранилища применяется следующая схема расчета. Ширина зоны переработки (В) принимается равной расстоянию от бровки первоначального профиля берега до бровки переформированного берега. Для определения ширины зоны переработки и характера формирующегося берега строится его профиль. Угол наклона в каждой из зон откоса, т. е. для характерных уровней, подбираются с использованием данных наблюдений на аналогах-водохранилищах, озерах и крупных реках с учетом геологического строения берегов и взведением (сравнов) на разность высот воды

излишка и исследуемого подмеса. Изученность размытия горных пород, составляющих берег, для размытого материала, отлагающегося на береговой отмели (коэффициент аккумуляции), и углы наклона участков берега определяются по таблицам, составленным Г. С. Золотаревым.

Глубина на выбранном крае отмели (Н, рис. 100) отсчитывается для расчета переработки на 10 лет от НПГ и принимается равной высоте волны (по А. П. Браславскому), для расчета конечной переработки она отсчитывается от горизонта летней сработки в маловодный год (обеспеченность 5—10%) и принимается равной угловой высоте волны (3h) для глина и 2h для песков. 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_1 (для 10 лет) или β_1 (для конечной переработки) проводится линия есши (углы α_1 и β_1 принимаются в пределах 10° — 12° в зависимости от составляющих откоса горных пород) под углом α_2 или β_2 — линия поверхности аккумулятивной части отмели (углы α_2 и β_2 в пределах $1^{\circ}30'$ — 10°); последняя линия проводится до точки пересечения с первоначальным профилем берега (точка б). Между точкой б и НПГ под углом α_3 или β_3 ($1^{\circ}30'$ — 12° для переработки на 10 лет и $0^{\circ}30'$ — 8° — для конечной переработки) проводится линия поверхности абразионной части отмели. Выше НПГ располагается зона наката (сб), высота которой рассчитывается для конечной стадии переработки по формуле Н. Н. Дзюковского (примерно равна $0,3$ — $0,4$ высоты волны); для 10 лет она принимается в два раза меньшей. Углы наклона ее α_4 и β_4 находятся в пределах от 2° — 4° до 15 — 20° (для известняков и доломитов — до 60 — 70°). Над зоной наката располагается надводный сток (сд), устойчивый для 10 лет представляющий крутизну подымаемого берега, а для конечной переработки — крутизну устойчивого природного откоса данного грунта.

После построения профиля, перемещением его верха или плеса 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 суглинков, супесей и глин песков 5—10% от объема размываемой породы, для песков 25—50%, для галечников и щебенки 60—70%¹.

Для песчаных берегов верхней зоны водохранилища подводящая отмель (юбка НПГ) строится так же, как для берегов

¹ Подробные таблицы углов наклона берега и коэффициента аккумуляции для различных горных пород даны в работе Г. С. Золотарева. Сборник докладов инженерной геологии. Изд-во МГУ, 1960.

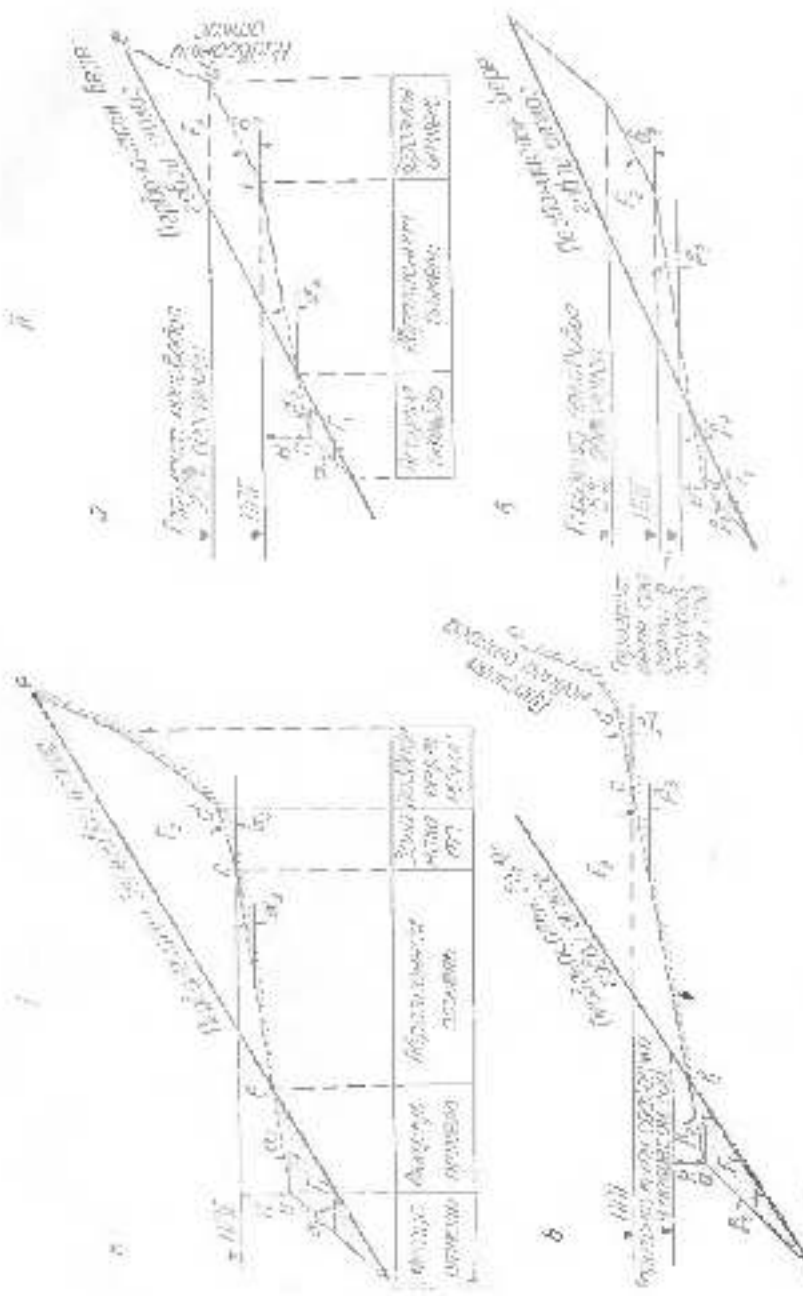


Рис. 10. Схема построения профиля прибрежной территории Г. С. Золотаревым. I — в эрозийной и II — в аккумулятивной обстановке, а — для прибрежной территории (в эрозийной обстановке), б — для прибрежной территории (в аккумулятивной обстановке), в — для прибрежной территории (в эрозийной обстановке), г — для прибрежной территории (в аккумулятивной обстановке).

нижней зоны; выше НПН строится эрозийная линия, которая при расчетах на 10 лет соответствует горизонту воды в период 50% обеспеченности, и для расчетов верхней переоборудованности — горизонту воды в период 5% обеспеченности. Угол наклона этой части берега выбирается по аналогии с берегами рек в зоне эрозийной обстановки и применяется для большинства первых портов и причалов от 2—4° до 12—15°. Профиль береговой линии строится так же, как для верхней части берега.

При проектировании прибрежной территории (в случае, если берег сложен тонкими глинами, породами, не аккумулирующими и не разрушающимися, или при утрате наносов (очень редко) трети и располагается (по глубине B) на линии переоборудованности склона).

При расчете переоборудованности берегов в случае построения профиля ведется так же, как для эрозийных. Положение верхней части зоны наносов на профиле характеризует подрезку овражных и водноэрозийных пород, увеличение крутизны склона и изменение его устойчивости. Далее, по методу, примененному 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 устьевых берегов в настоящее 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 прибрежной территории в различных гидрогеологических условиях, 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 верхней части зависит от геологического строения. При расчете рекомендуется брать в качестве максимальных величин обеспеченностью 10—20%.

Косвенная ширина зоны размытия (В. рис. 10Г), считываемая от горизонта затопления водохранилища, определяется по

формуле:

$$B = N[(a + h_p + h_n) \operatorname{ctg} \alpha + (h_n - h_p) \operatorname{ctg} \beta - (a + h_p) \operatorname{ctg} \gamma], \quad (3)$$

где N — коэффициент, зависящий от состава горных пород и показывающий, каков для берегов: откоса будет сложена за счет размыва берега (табл. 34), A — амплитуда колебаний уровня и водохранилище — разность отметок уровня выверки вод с обеспеченностью 10—20% и минимального уровня безводного периода, α — разность отметок горизонта затопления и минимального уровня безводного периода, h_p — высота нахлыпания волны (по Н. Н. Джукковскому), h_n — глубина распространения размывающего действия волн при сильных штормах

(практически заменяется высотой штормовой волны), h_n — высота берега над уровнем выверки вод с обеспеченностью 10—20%, α — угол наклона береговой отмели и пляжа (по табл. 35), β — минимальный угол наклона берегового откоса предельной крутизны, характерный для данного геологического строения берега (приблизительно определяется по табл. 36), γ — угол наклона берега в пределах колебаний уровня верхнего бьефа (до затопления и разрушения).

Выбор значений N и β затруднителен при неоднородном строении берегов.

Таблица 34

Значение коэффициента N для различных горных пород (по Е. Г. Качугину)

Порода	N
Глина	1,0
Морские суглинки	0,8
Лессовидные 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 невысоком и крутом наводном берегу (например откосный 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	1,0—1,5
Глина	4	3	2
Лесс	6	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
Лесс	20
Суглинок	25
Песок мелкий	30
Песок средний	32
Песок крупный	35
Суглинок с валунами	38

можно исключить и член $(h_n - h_p) \operatorname{ctg} \beta$, тогда:

$$B = N(A + h_p + h_n) \operatorname{ctg} \alpha. \quad (4)$$

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 размываемости горных пород.

Энергия волновых токов (E) рассчитывается в тонно-метрах (без учета трансформации на мелководье) отдельно для различ-

¹ См. Е. Г. Качугин. Методы оценки устойчивости откосов и берегов водохранилищ в расчете на переработку. ч. 1. Неоднородно-неравномерные берега водохранилищ. М., 1955 (руководство ВСЕИНГЕСО).

ных направлений. Расчет ведется графически в зависимости от высот воды 0,1% обеспеченности (вычисляемых по номограммам А. П. Враздского) и продолжительности их действия, определяемой по продолжительности действия ветра (рис. 102, 103).

Для построения графиков энергии одиночных волн (E_0) рассчитываемая по формуле:

$$E_0 = \frac{L \cdot h^3}{8},$$

где L — длина волны, h — высота волны. Для саредотеления известной волны (E) необходимо учитывать угол подхода волны к берегу (α). Вычисление ведется по формуле В. П. Зенковича

$$E_k = E \cdot \cos \alpha,$$

где E_k — энергия волны по данному направлению.

Расчет размыва во времени ведется по эмпирической формуле:

$$Q = K_0 E t^b, \quad (5)$$

где Q — размыв за время t в м³ на 1 км берега, E — энергия волны в тонна-метрах (суммарная по всем румбам), K_0 — коэффициент размыва, определяемый по таблицам для различных пород, b — показатель, зависящий от высот волн и характера горных пород; характеризует изгиб профиля берега. Для коротких промежутков времени темп размыва зависит в первую очередь от величины $K_0 E$ — объема породы, размывной в первый сезон затопления; для длительных периодов большую роль играет показатель степени b и растет зависит от правильного выбора b .

По опытным данным Е. Г. Качуткина, величина K_0 (м³/т·д) для некоторых горных пород варьирует в следующих пределах: от 0,00007 для иловых суглинков с валунами и 0,00013—0,00014 для мелкопесчаных-суглинков и глин, до 0,00020—0,00025 для разнозернистых песков с гравием и галькой и лесовидных суглинков и 0,00036—0,00038 — для мелкозернистых песков и однородных лесовидных суглинков.

Е. Г. Качуткиным составлена таблица для расчета b по высоте рабочей волны, за которую принимается волна, промывающая на данном берегу наибольшие размывы. Высота рабочей волны (h_r) имеет обеспеченность 0,1% 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 волны приведены в табл. 37.

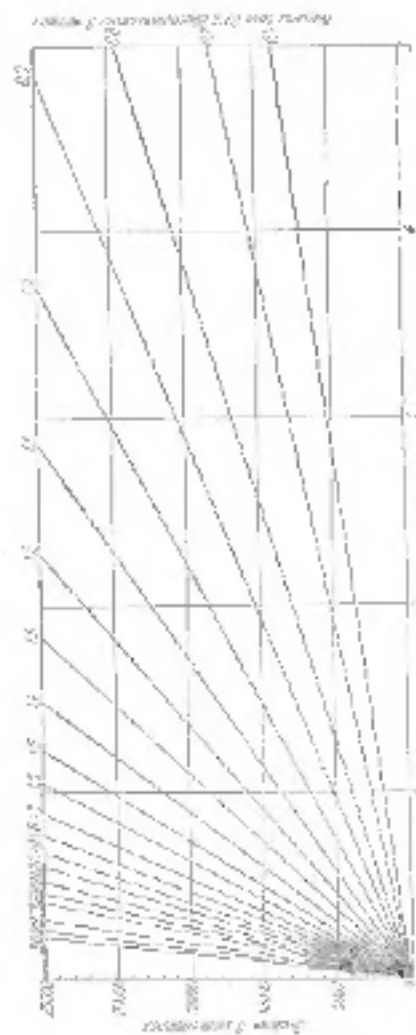


Рис. 102. График для расчета размыва волнами у берегов затопляемых в 0,1% обеспеченности и их продолжительности действия ветра (по Е. Г. Качуткину)

Значения показателей b горных пород при различных выкатах рабочей вышки

Классы пород	Наименование пород	Высота рабочей вышки, м		
		0,1—0,3	0,3—0,6	3,0—0,9
Очень легкой раз- мываемости	Пески мелкозернистые, лессовидные, суглин- ки, сильно опесчаные	0,5	0,7	0,9
Легкой размывае- мости	Пески разнородности с гравием и галькой, су- глинки, суглинки раз- ные по щебню	0,4	0,6	0,8
Средней размывае- мости	Суглинки с прослойка- ми, суглинки плес- ные с валунами	0,3	0,5	0,7

Профиль берегов, формирующихся за различные промежутки времени, строится путем подбора с учетом вычисленных объемов размытого грунта. Возведение i в степень b выполняется по графическим зависимостям $i^b = f(i)$, из которых каждому b соответ-
ствует своя прямая.

Названные расчетные уровни при построении профиля выби-
раются: для легкоразмываемых пород (пески) — обеспеченностью

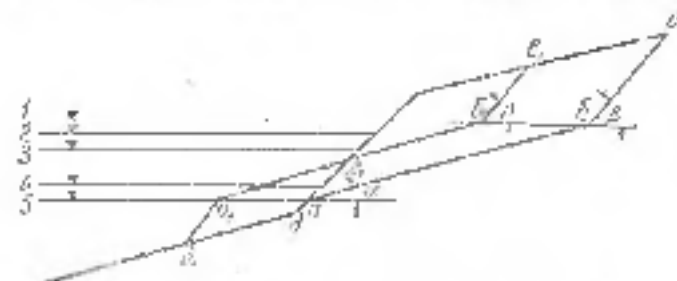


Рис. 114. Схема построения профиля берега (по Е. Г. Качугину)

2%, для песков и трудноразмываемых пород — обеспеченностью 4%. Линия размыва наносится ниже этого уровня на высоту ра-
бочей вышки (h_v). Верхний предел размыва располагается на $1/3 h_v$ выше низкого водного уровня при условии обеспеченности 2—4%.

Для построения профиля конечной переработки на первоначальный профиль берега наносится расчетные уровни (1, 3, 4) и пределы размыва (2, 5; рис. 114). Далее, в случае эрозивного берега, из точки пересечения профиля первоначального бе-
рега с уровнем нижнего предела размыва (точка 2) под углом α , выбираемым в зависимости от грунта, проводится линия откоса

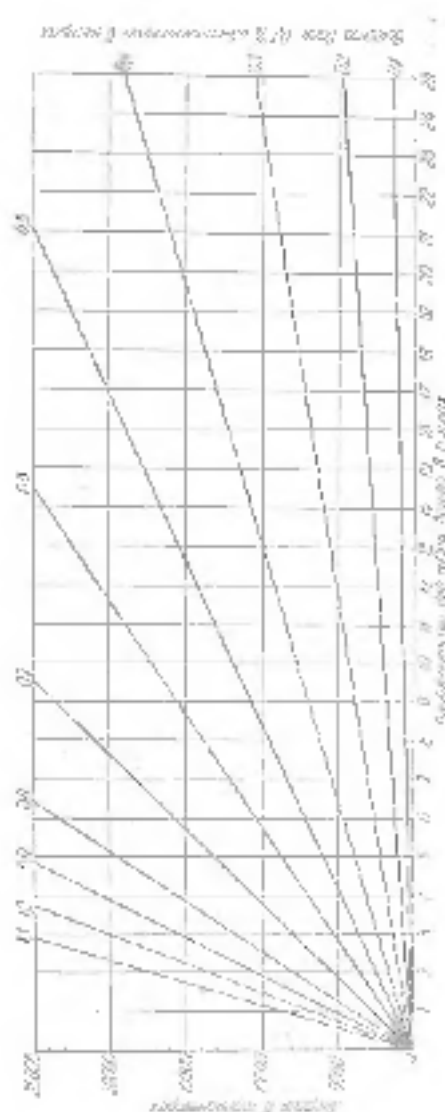


Рис. 113. График для расчета энергии воздействия у берегов восстанавливающих сооружений (по Е. Г. Качугину)

до точки пересечения с линией верхнего предела размыва (точка δ). Линия надводного откоса ($\delta\delta$) проводится под углом β , предельным для откосов слагающих берег пород.

В случае образования аккумулятивной отмели профиль ее строится под тем же углом β , а соотношение призм размыва (δ, δ, δ) и намыла ($\delta, \mu, \delta, \delta$) выражается в зависимости от рода грунта, слагающего у берега при соответствующей высоте рибной волны (табл. 38).

Таблица 38

Процент размывной породы, слагающей волн откосы при различных высотах рибной волны (по Е. Г. Качугину)

Породы	Процент отлагаемого материала при различной высоте рибной волны		
	0,5—1 м	1—1,5 м	1,5—2 м
Глина	20—15	15—10	10—5
Суглинки	40—30	30—20	20—10
Пески мелкие	50—40	40—35	35—25
Пески среднесернистые	50—50	50—40	40—30
Пески крупнозернистые с гравием и галькой	70—60	60—50	50—45
Галечники	80—75	75—70	70—65
Песчанники, гравелисты, кораллы	90—85	85—80	80—75

Линия осадки проводится под углом γ , в зависимости от аккумулярующихся горных пород:

	γ°
Мелкие и гравелистые осадки	8
Мелкие пески	15
Среднесернистые пески	20
Крупнозернистые пески и гравий	25
Галечники	28
Обычные гравелисты горных пород	30

Преимуществом последних разработок Е. Г. Качугина является попытка определения показателя размыва горных пород суммарной энергией волн на налегающую, времем формирования берегов. Однако автор не учитывает, что при одинаковой суммарной энергии воздействие на берега небольшого количества крупных волн и большого числа малых волн будет различным. Рекомендации для определения коэффициента размыва ориентированы, не для оценки рода течений и перемещения наносов. Метод может применяться для невысоких лесовых, пельных и суглинистых берегов небольших водохранилищ в средних зонах крутых водохранилищ, не налегающих высоких волн.

Метод Б. А. Вышняка. Расчеты по этому методу ведутся отдельно для мысов и для выпуклых берегов.

1. Переобработка мысов (рис. 105). Для различных уровней водохранилища рассчитываются высоты волн (по методу А. П. Браздаевского). Определяется зона действия волн при каждом горизонте. По данным Г. С. Золотарева и Е. Г. Качугина, строится график зависимости углов наклона устойчивого подводного откоса берега α от высот волн (h) и грунтов (рис. 106); по этому графику определяется угол α . В пределах каждой

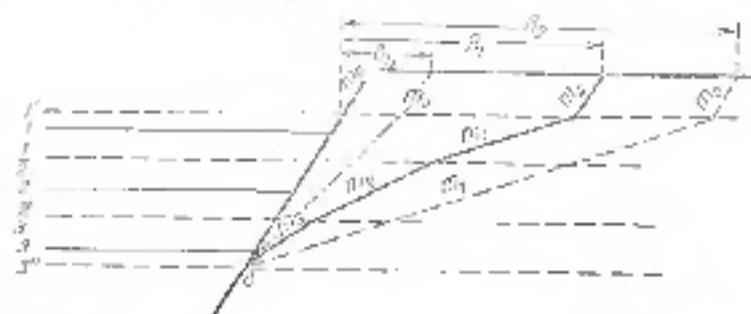


Рис. 105. Схема расчета переобработки мыса с учетом изменений уровня воды (по Б. А. Вышнюку)

1, 2, 3 — расчетные горизонты воды, которым отнесены высоты волн h_1, h_2, h_3 ; 1', 2', 3' — НПГ, 1'', 2'', 3'' — пределы различного действия волн; B, B', B'' — зоны размыва и размывные периоды времени

зоны действия волн (рис. 105) линии подводного откоса берега проводится соответственно величинам:

$$m_1 = \text{ctg} \alpha_1, \dots, m_n = \text{ctg} \alpha_n.$$

Числовые коэффициенты m рассчитываются по формулам:

$$m = m_1 = 2 \frac{h}{d_{\text{ср}}}, \quad (1)$$

где m — коэффициент устойчивого подводного откоса, т. е. $\text{ctg} \alpha$ (α — угол наклона этого откоса); m_1 — коэффициент естественного откоса для данного грунта, т. е. $\text{ctg} \varphi$ (φ — угол наклона естественного откоса); h — высота волны, м; $d_{\text{ср}}$ — средний диаметр частиц, мм. Величины m можно определить и по углам α , взятым с графика (рис. 106).

Линия формирования подводного откоса проводится параллельно линии первоначального откоса от уровня, расположенного на половине высоты волны ($0,5 h$) выше нормального подгорного горизонта (НПГ); этот уровень Б. А. Вышняк счи-

тает максимальным пределом действия волны. При построении абразионной террасы имеет выпуклые очертания. При прерывистом действии волны, в случае изменения уровня воды, получается ступенчатый профиль, аналогичный полученному В. В. Поляковым. Если допустить, что высоты волн при колебании уровня остаются постоянными, то размыв будет значительно больше (штриховая линия профиля на рис. 105). Отчет ширины зоны размыва (B) ведется от отметки, из 0,5 h превышающей Н.П.

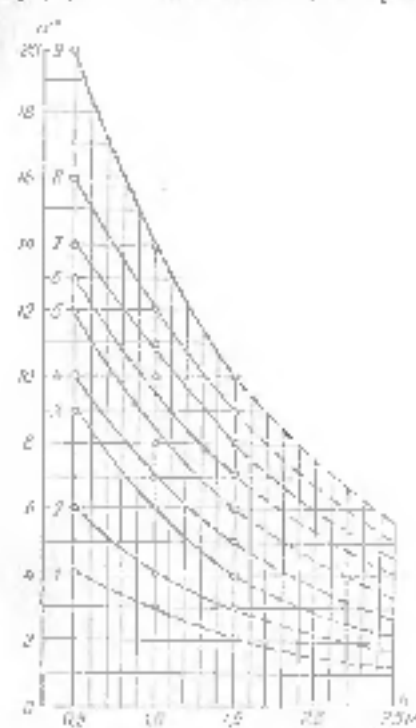


Рис. 106. Значение угла и удельного подрывного откоса для различных пород (по В. А. Пыльнику): 1 — глина, 2 — лес, 3 — суглинок, 4 — песок мелкий, 5 — песок средний, 6 — суглинок с галькой, 7 — песок крупный, 8 — гравий, 9 — глина; h — высота волны

(от нулевой точки до положения $a'd'e'b'a'b$). Другие составляющие павыда и размыва можно получить, определяя по методу Е. Г. Качугина ширину зоны размыва выровненного берега,

$$B_0 = KB_1,$$

где B_0 — ширина зоны размыва мыса, определяемая графически, как указано выше; K — коэффициент безразмерности,

определяемый по табл. 34. Вероятные пределы размыва выровненного берега:

$$B_0 < B < B_{0.5}$$

3. Скорость разрушения берегов и время, необходимое для формирования устойчивой береговой линии. Разрушение берега зависит по мере образования откоса. После выработки профиля равновесия волны гасятся на откосе и не производят разрушений. Ориентировочно средняя скорость разрушения берега следует

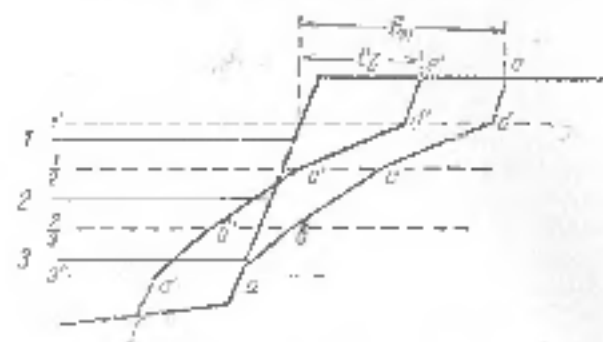


Рис. 107. Схема расчета переформирования выровненного берега (по В. А. Пыльнику) (обозначения те же, что на рис. 105). B_0 — эрозия равновесия мыса; B_1 — эрозия равновесия выровненного берега

принять равной половине максимальной скорости его разрушения.

Тогда

$$T_0 = 2 \frac{B}{v_{max}}, \quad (8)$$

где B — ширина зоны размыва, м; v_{max} — максимальная скорость разрушения берега м/сек; T_0 — время, необходимое для формирования зоны B . Предполагается, 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):

$$B_T = \frac{v_{max} + v_T}{2} \cdot T \quad (10)$$

(см. длину берега за время T на рис. 105).

Чтобы учесть перемещение наносов, Б. А. Пышкин делает попытку определить наносодвижущую силу, исходя из формулы Мунка-Петерсенга:

$$M = KW^2 t \sqrt{D}, \quad (11)$$

где M — наносодвижущая сила; W — средняя скорость ветра за рассматриваемый промежуток времени, м/сек; t — продолжительность ветра за данное время, %; D — разгон волны, км; K — коэффициент, зависящий от угла наклона дна, крупности наносов и других факторов, определяемый по наблюдениям.

После вычисления наносодвижущей силы для всех направлений ветра со стороны водоема, строится многоугольник сил, находится их равнодействующая и ее проекция на линию берега

$$K = M \cos \delta, \quad (12)$$

где δ — угол между линией берега и направлением распространения волны в открытом водоеме (исключив рефракцию угол подхода волны к берегу равен δ). Наносодвижущая сила, пропорциональная энергии волны (E) и продолжительности волнения (t):

$$M = KEt, \quad (13)$$

С другой стороны, энергию волны пропорциональна квадрату высоты волны (H^2) и длине волны (L), а L может быть выражена через H ; тогда

$$M = K_1 H^2 L, \quad (14)$$

Высота волны определяется по методу А. П. Браславского. Коэффициент K может быть найден только эмпирическим путем; его можно исключить, рассчитав энергетическую работу волны по переменной высоте:

$$M' = \frac{M}{H} = K_1' L. \quad (15)$$

Для M' , аналогично M , графически находится равнодействующая и ее проекция на линию берега, показывающая направление движения наносов:

$$R_n = R \cos \delta_n. \quad (16)$$

Угол δ_n определяется с учетом рефракции и может быть найден по графической зависимости $\sin \delta_n = f\left(\frac{H}{H_n}, \cos \delta\right)$ (рис. 108), где H — высота волны, H_n — глубина в открытом водоеме, δ — угол между линией берега и направлением распространения волны в открытом водоеме.

Достоинствами метода Б. А. Пышкина являются: применение графических приемов, допускающих расчет при разных условиях, подразделение методов расчета для мысов и выпуклых берегов, попытка расчета времени переработки берегов и определения перемещения наносов с учетом рефракции волн, рекомендации по укреплению берегов. К недостаткам относятся: трудность расчета переработки берега в первый безветренный период, условность закона изменения скорости переработки (по прямой), ограниченность применения (небольшое водохранилища главным образом с лесоватыми берегами). Метод рекомендуется для небольших водохранилищ с лесоватыми берегами.

Метод Н. Е. Кондратьева. Расчетные зависимости даны как для ширины зоны переработки берега, так и для промежут-

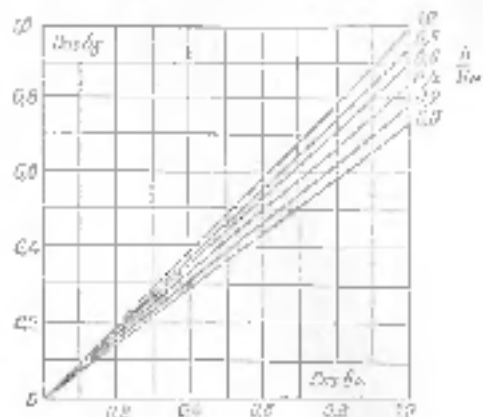


Рис. 108. График для определения угла (δ_n) между линией берега и направлением распространения волны у берега (по Б. А. Пышкину)

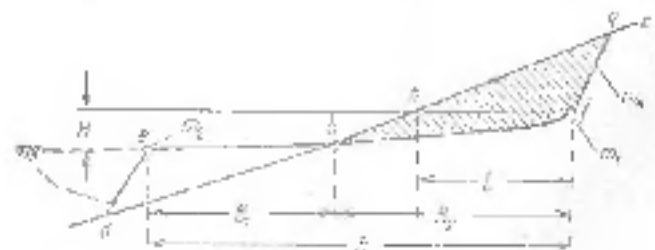


Рис. 109. Схема образования береговой отмели (по Н. Е. Кондратьеву). H — глубина на расстоянии от береговой отмели, m_0 — максимальная высота, m_1 — высота волны в открытом водоеме, D — ширина отмели, L — длина отмели, δ — угол подхода волны к отмели, δ_n — угол подхода волны к отмели, m_1 — точка, где отмель имеет максимальный уклон, m_2 — точка, где отмель имеет минимальный уклон

ков времени, в течение которых происходит увеличение ширины отмели. Последние расчеты, как указывает автор, схематичны. Н. Е. Кондратьев (1953) исходит из предположения о выпуклом, при возмущении уровне воды, устойчивом профиле берега

(рис. 100). Схема расчета конечного положения берега изображена на выражении устойчивого профиля его в виде линии по уравнению

$$x = \frac{v^2}{g} + \frac{y}{m_1} \quad (17)$$

Ось x совмещена с линией расчетного уровня и направлена в сторону водоема, ось y — вниз.

$$k = \frac{20m_1m_0}{m_1 - m_0} \quad (18)$$

где m_1 — уклон дна, m_0 — уклон береговой отмели. Ориентировочные значения m_1 и m_0 для различных грунтов приводятся в табл. 39.

Таблица 39

Значения m_1 , m_0 и $\frac{\eta}{d} + \frac{1}{d}$ для различных грунтов (по Н. В. Кондратьеву)

Грунты	d м	m_1	m_0	$\frac{\eta}{d} + \frac{1}{d}$
Песок:				
мелкий	0,1—0,3	0,035	0,001	100
средний	0,3—0,5	0,03	0,005	70
крупный	0,5—1,0	0,07	0,01	70
Гравий:				
мелкий	1,0—2,0	0,14	0,02	70
средний	2,0—5,0	0,19	0,03	45
крупный	5,0—10	0,21	0,05	45
Галька:				
мелкая	10—20	0,25	0,08	25
средняя	20—50	0,30	0,10	11
крупная	50—100	0,36	0,15	6
		0,40	0,20	4

Профиль, построенный по формуле (17), распространяется на глубину H на внешнем крае отмели, до которой сказывается разрывное 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.

$$h_{15\%} = 0,7h_{0,1\%}$$

При расчете H можно принять предельную крутизну волны $(\frac{h}{L})$ для озер и водохранилищ, равную $\frac{1}{20}$, т. е. $L = 20h$. 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:

$$H = 0,64 \operatorname{arctg} 8,1h \quad (20)$$

В формулах (19) и (20): h_0 — высота волны на глубокой воде, h — высота волны на внешнем 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 глуп-

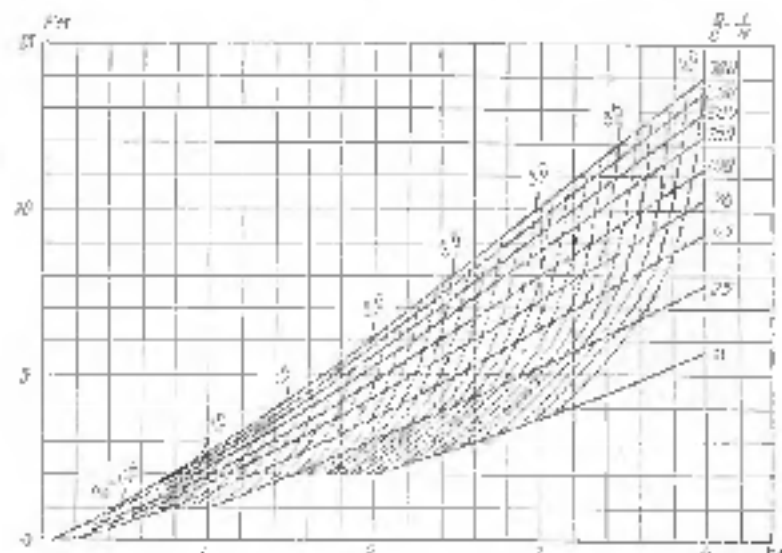


Рис. 110. График для определения глубины на внешнем крае отмели (H) и высоты волны у берега (h) по высоте волны на глубокой воде h_0 и величине $\frac{\eta}{d}$ (по Н. В. Кондратьеву)

бины на внешнем крае отмели (H) и высоты волны у берега (h) служат: высота волны на глубокой воде (h_0) и коэффициент устойчивости горной породы (η) и диаметра ее частиц ($d = \frac{\eta}{d}$). Величина η зависит от диаметра частицы и разрывающей 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.

Из низкий расчетный уровень Н. Е. Кондратьев рекомендует принять среднее многолетнее значение низшего уровня конца навигационного периода; за высший расчетный — уровень ППГ.

При построении профиля формирующегося берега, уклон подводной оси принимается несколько большим, чем уклон естественного склона донного грунта. Надводный откос принимается параллельным первоначальному склону берега.

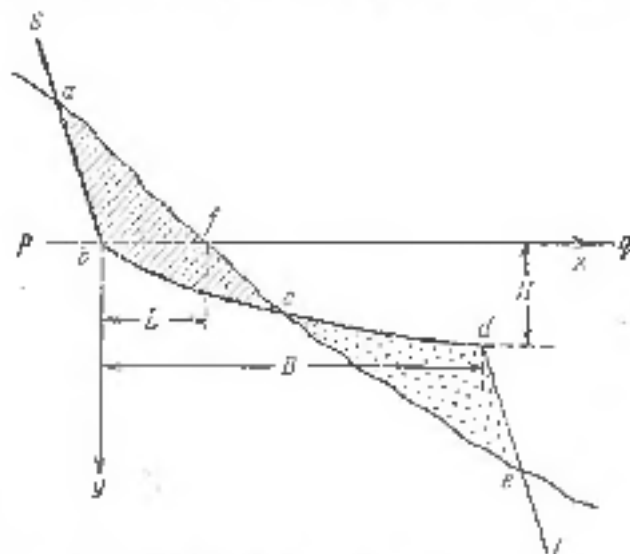


Рис. 111. Схема расчета перестройки берега (по Н. Е. Кондратьеву)

Положение отмели, возникшей вследствие переработки берега относительно первоначального его профиля, устанавливается путем совмещения двух чертежей (рис. 111). На один из них наносится линия первоначального профиля берега (ac) и линия исходного уровня (aq), на другой — устойчивый профиль береговой отмели (ade). Если x совмещается с линией aq , чертежи совмещаются так, чтобы площадь отмельной (cde) и площадь размыта (abc) находилась в отношении δ , соответствующем грунту берега. Величина δ будет равна единице, если площадь размыта (abc) сложена из относительно крупных частей, полностью идущих на формирование площади отмельной (cde). При наличии в составе размытых пород мелких частиц, выносимых течением за пределы отмели, величина δ будет равна отношению объема крупных частиц, образующих отмель, к общему объему породы размыта. Конечная ширина

береговой отмели (B) определяется по формуле

$$B = 0,05 \frac{m_2 - m_1}{m_1 m_2} H^2 + \frac{H}{m_1}, \quad (21)$$

где H — глубина на внешнем крае отмели.

Расчет времени формирования отмели ведется в предположении (подтвержденном наблюдениями на водохранилищах) о затухании переработки берега.

Далее делается ряд предположений относительно деталей процесса:

1. Всякий промежуточный профиль формируемой отмели может быть выражен уравнением:

$$x = \frac{b}{B} \left(\frac{v^2}{h} + \frac{v}{m_2} \right), \quad (22)$$

где b — ширина отмели в промежуточный момент времени, B — конечная ширина отмели.

Для различных значений b/B можно построить ряд промежуточных положений отмели при постоянной высоте (h), т. е. при постоянной глубине на внешнем крае отмели (H).

Профили строятся с сохранением отношения b/B . Каждому положению отмели соответствует определенное значение ширины отмели (b), сдвига береговой линии (l) и площади размыта (W).

Расчет площади размыта в профиле (W) и сдвига береговой линии (l) ведется графически, по кривым $W = f(b)$ и $l = f(b)$ (рис. 112).

2. Количество энергии, затрачиваемой на перераспределение единицы объема породы (выражаемой при расчете единицей

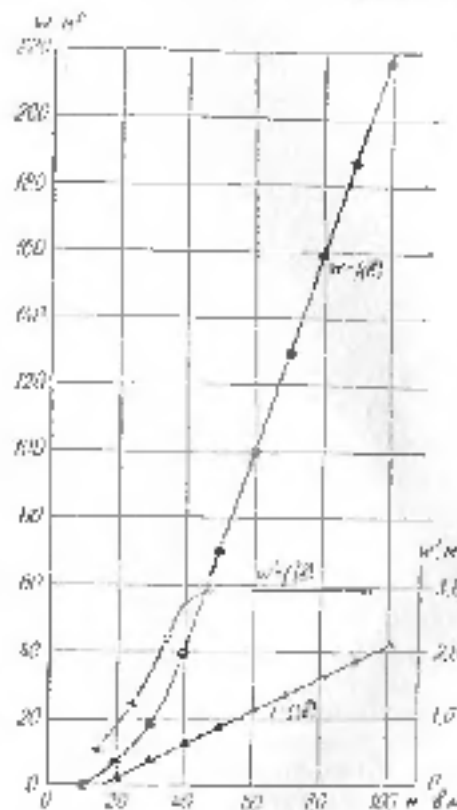


Рис. 112. Графики зависимости площади размыта берега и профиля (W м²), сдвига береговой линии (l м) и отношения приращенной площади размыта к приращению ширины отмели $W' = \frac{dW}{db}$ от ширины отмели (b) (по Н. Е. Кондратьеву)

площади в профиле), зависит только от свойств породы. Потери энергии возрастают с увеличением ширины отмели; при ширине отмели равной B теряется вся энергия. Потери прямо пропорциональны ширине отмели:

$$E_n = E_0 \frac{b}{B}, \quad (23)$$

где E_n — потери энергии, E_0 — количество энергии, переносимое волной в единицу времени к береговой отмели. Каждой глубине H соответствует своя ширина отмели B .

Всю отмель от $b = b_0$ до $b = B$ можно разбить на элементарные участки $b_{n+1} - b_n$ в пределах которых считать относительное приращение площади размыва к приращению ширины отмели $W' = \frac{\Delta W}{\Delta b}$ постоянным. Интервал времени t , необходимый для увеличения ширины отмели от b_n до b_{n+1} определяется по формуле:

$$t = \frac{a b_0'}{E_0} \ln \frac{B - b_n}{B - b_{n+1}}, \quad (24)$$

где a — коэффициент сопротивления породы, равный отношению плотности волновой энергии (ΔE), необходимой для размыва единицы объема породы, к приращению объема размыва той породой за время t (ΔW): $a = \frac{\Delta E}{\Delta W}$ м/м²; E_0 — полное количество энергии, приносимое волной в единицу времени на единицу длины береговой отмели (1 м); $E_0 = 795 b_0^{3/2} \cos \alpha$ т/сек (и — угол между направлением разгона волн и нормалью к береговой линии); $W' = \frac{\Delta W}{\Delta b}$ 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: $B_H = \frac{B_0}{\epsilon} \left(1 + \frac{H}{m_1} \right)$; на втором (от глубины H до уровня сработки водоема) — в виде прямой: $B = \frac{2Hm_1 - 1}{\epsilon m_1} (A - H)$, где A — сработка водоема.

Объем размыва W при постоянной высоте волн и переменном уровне выразится зависимостью

$$w = W (1 - e^{-kt}), \quad (25)$$

где W — объем конечного размыва; величина k может быть определена для первого наблюдения цикла шторма, для ко-

торого известно время t_1 и объем размыва w_1 :

$$k = -\frac{1}{t_1} \ln \left(1 - \frac{w_1}{W} \right).$$

Тогда время t , необходимое для размыва объема пород w , при заданной величине предельного размыва W , будет

$$t = -\frac{1}{k} \ln \left(1 - \frac{w}{W} \right). \quad (26)$$

В работе 1956 г. Н. Е. Кондратьев указывает, что увеличение высот волн при постоянном уровне воды вызывает формирование уступов на береговой отмели. При возрастании высоты волны часть уступа размывается, сформированного при более низкой волне, размывается и образуется новый уступ с большей глубиной на его внутренней 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 интервах различной повторяемости: штормы α (1 раз в 50 лет), β (1 раз в 5 лет) и γ (2 раза в год). При прогнозах формирования берегов на короткий период (12,5—25 лет) наибольшее значение имеет воздействие сравнительно небольших штормов (β и γ), при прогнозе на длительный период (50, 100, 200 лет) — действие сильных штормов (α и β). Для расчета воздействия шторма на берега строятся графические зависимости суммарной береговой линии (L) от сочетания штормов различной повторяемости.

Метод Н. Е. Кондратьева полнее других методов разработан теоретически, он 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 отысканного профиля отмели с параболой, отсутствие рекомендаций по определению пересечения наиболее устойчивых пород берега.

Может быть рекомендован для расчетов переработки сложенных сыпучими породами берегов дежидов зон крупных возмущений с сильным волнением и амплитудой колебаний уровней до 1 м.

При оценке методов расчета переработки берегов и применении их к конкретным режимам необходимо иметь в виду, что нет универсальности метода, применимого ко всем режимам, расположенным в различных географических зонах, имеющих различные размеры и форму, различные особенности рельефа, отличающимися друг от друга по геологическому строению склонов и крутизне берегов.

В качестве примера применения местных условий можно привести сопоставление результатов по фактическим величинам переработки берегов Цимлянского водохранилища. На этом водохранилище наблюдалось отступление бровки берегов, сложенных супесчаными и песчаными породами в Циклей Глубинной заице за первые 4 года эксплуатации: достигло 60—100 м (среднее 40 м), и по этим же расчеты на десятилетний срок по методу Г. С. Замогарава и Н. Л. Качукина для ряда профилей дали отступление бровки на 36—38 м, при бровке в форме расчлененных и фланговых склонов. Приведенные данные указывают на то, что в условиях Цимлянского водохранилища расчет по указанным методам на 10 лет даст переработку бровки в фактической на 4—5 лет.

Каждый из рассмотренных методов имеет свою область применения, достоинства и недостатки, обусловленные материалами и теоретическими положениями, принятыми при его разработке.

Сопоставление расчетных величин переработки берегов с наблюдениями на водохранилищах СССР позволяет дать общую оценку применяемых методов.

Основное достоинство 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 дающих наглядность;

3) гидродинамическое обоснование методов.

К общим недостаткам методов относятся:

1) отсутствие единой терминологии, различия в определениях и нулях отсчета; недостаточная конкретизация выбора расчетных уровней и масштабов, из-за неопределенности, приводящая к значительному диапазону уровней и штормов, проводящихся при уровнях мензур НПП;

2) решение только двухмерной задачи (в плоскости профиля), не дающее пространственной характеристики явления;

С. Л. Вендров. Изменение рельефа берегов и дна Цимлянского водохранилища в 1952—1956 гг. М.: АН СССР, сер. геогр., № 3, 1957.

С. Л. Вендров. Исследования руслового режима крупных водохранилищ, произведенные Гидроцентрдом в 1952—1957 гг. М.: Изд. Гидроизд., 1959, т. IV.

Техник водопользования по методике и организации работ по изучению и профилю перестроения берегов водохранилищ (27—28 мая 1955 г.). Береговая эрозия, денудация, вынос. АН СССР и гидрог. сект. науч.-тех. горн. наук, 1955 (руководит. тов. Фадеев М. В.).

3) слабая разработка вопроса о роли вдоль берегового абразии наносов;

4) недостаточный учет суммарного 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 первые годы и десятилетия их работы. При оценке этих данных следует учитывать уменьшение интенсивности переработки берегов по мере развития отмели и выработки устойчивого профиля. Данные, полученные в первые годы работы водохранилищ, дают представление о максимальной интенсивности формирования их берегов. По этим данным полосу размыва берегов при благоприятных условиях может достигать ширины 100 м и более.

Приведем некоторые данные об уменьшении интенсивности размыва берегов во времени. На Истринском водохранилище изыскан. Моск. берег, сложенный породами аллювиальными супесчаными с частыми прослоями песка, размыв в первый год после заполнения водоема на 5,5 м. во второй год — на 1,3 м. На Рыбинском водохранилище размыв ширинных незначителен 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. Иванкина (табл. 40).

Таблица 40

Интенсивность развития лесных и супесчаных берегов, м/год

Высота волн, м	Горные породы, скалистые берега	Бровки берега, м			
		до 2	2—5	5—10	10—15
Средняя за первые 4 года					
0,5	Лес	8,0	4,0	3,4	1,4
	Супесчаный	2,3	1,2	0,9	0,7
1,0	Лес	11,0	5,0	6,6	4,5
	Супесчаный	2,7	1,8	1,4	0,8
Средняя за 6—8 лет					
0,5	Лес	2,4	1,5	1,0	—
	Супесчаный	0,4	0,3	—	0,1

Интенсивность размыва варьирует в зависимости от горных пород, скалистых берегов, и от высоты склонов. Наиболее

материалы разлагаются быстрее, сложенные настоящими породами берега; высокие склоны разрушаются медленнее вследствие того, что на разных больших объемах обрушившейся к их подножию породы, предохраняющей склоны от дальнейшего разрушения, требуется значительное время. Это подтверждается данными табл. 41, составленной Е. Г. Качугиным по четырехлетним наблюдениям из водохранилища канала им. Москвы и Днепропетровском водохранилище.

Таблица 41

Скорость переработки берегов при высоте волны 1,5 м

Период	Средний размер λ (м) при высоте берега			
	до 2 м	2—5 м	5—10 м	10—15 м
Песок	14	10	8	6
Песок мелкий	6	4	3	2
Песок среднезернистый	3,6	2,8	2,1	1,5
Суглинок	3,2	2,3	1,0	1,6
Суглинок мелкий	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 гранитно-песчаных берегах (например, водохранилища канала им. Москвы) низкие берега, сложенные суглинками, перерабатываются с песками, достигает в среднем 1—1,5 м/год. На Днепропетровском водохранилище им. В. И. Ленин ширина волнсы разных низких прилегающих берегов, сложенных в основном деформированным суглинком, достигала за период 1935—1951 гг. в средней зоне волнсы 30—100 м, в средней и верхней — 25—80 м. Интенсивность размыва в средней зоне 5—10 м/год. За 5 лет (1946—1951 гг.) бровка берега в средней зоне у в. Феофановского достигла 116 м, т. е. в среднем по 16 м/год. С 1 км. от берега этого водохранилища с 1905 по 1946 г. в среднем вышло 200 м³ грунта. При анализе этих данных следует иметь в виду, что в 1941—1943 гг. происходила сильная эрозия в связи с разрушением дамбы, а в 1944 г. водохранилище опорожнилось при ее восстановлении. Низкие берега Рыбинского водохранилища, сложенные водохранилищными песками, частью среднезернистыми и глинистыми прослойками, были размывы за 12 лет на 41—55 м, т. е. в среднем по 4—5 м/год. Основной размыв приходится во время паводков (при штарвах в июле 1951 г. берег отступил на водно по 5—8 м). Низкий берег саратовской водохранилища коренными суглинками, при тех же условиях размывался медленнее — на 20 м за 17 лет (в среднем 2—2,5 м/год). Переработка более высоких (до 15—16 м) берегов Рыбинского и Усть-Ижского водохранилищ, сложенных рыхлыми песками и несомнившими или черными, находится в начальной стадии, береговая линия слабо размыва.

На Ишимском водохранилище наибольший отступ берега за 5 лет (1952—1956 гг.) достигал 110—115 м, в среднем — 80 м (10—16 м/год). Ширина пляжа на отдельных участках достигала 0,25—0,40 м к берегу. Ширина зоны деформации берега (размыта и вымыта) доходила до 150 м. За тот же период в среднем за 1 км берега в нижней зоне водохранилища 100 тыс. м³ грунта (из них около 50% отложилось на дну водохранилища и около 40% вышло в виде наносов в дельту), максимальный размыв до-

стигал 160 тыс. м³ на 1 км. км. Потери земельной площади за счет размыва берегов на нем достигли за 5 лет (1952—1956 гг.) приблизительно 600 га.

ЛИТЕРАТУРА

- Богатырев В. Ф. Инженерная защита водных водохранилищ от эрозий гидротранспорта. Гидротехиздат, М.—Л., 1958.
- Земсков В. П. Деформация и разрушение морских берегов, ч. I. Изд-во Морской транспорт, М.—Л., 1946.
- Зелотарев Е. С. Инженерно-геологическое изучение береговых склонов водохранилищ и оценка их переработки. «Тр. Акад. наук СССР, Проблемы», В. II. Самарский, т. XII. Изд-во АН СССР, 1955.
- Качугин Е. Г. О размерах переработки берегов при подпоре рек. «Гидротехн. строит», 1951, № 12.
- Качугин Е. Г. К вопросу о выборе данных для расчета переработки берегов при подпоре рек. «Вопр. гидроэко. и инженер. физика», сб. 14. Гостехиздат, М., 1953.
- Кондратьев Н. Е. Размыв ветрового волнения и переработка берегов водохранилищ. Гидротехиздат, Л., 1953.
- Кондратьев Н. Е. Прогноз периферического берегов водохранилищ под действием ветровой волны. «Тр. ГИИ», 1953, вып. 58 (110).
- Кондратьев Н. Е. Расчет времени периферического берегов водохранилищ. «Тр. ГИИ», 1955, вып. 59 (111).
- Лещинский О. К. Гидроэрозия морских берегов и дна. Изд-во МГУ, 1955.
- Пеляков В. В. Гидрометеорологический режим водохранилищ. Сб. «Инженерно-проектное», вып. 8, ГИИИ, М.—Л., 1958.
- Пышкин Б. А. Погрешности измерения берегов водохранилищ. Изд-во АН СССР, Киев, 1954.

В. А. ВОСКРЕСЕНСКИЙ

ОСОБЕННОСТИ ЖИЗНИ В ОЗЕРАХ

Все подумывая о земной поверхности населены: отсутствие в них организмов — явление очень редкое и кратковременное. Снопы и дысты, в форме которых неживые 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 жизни замирает 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, водные организмы — гидробионты — обитают в любых озерах. а массы организмов — их характерный компонент.

В основе процесса жизни лежит обмен веществом, причем связанное с этим обменом преобразованием материи и энергии в живой природе значительно интенсифицируется, чем в неживой. Извлекаемые из окружающей среды вещества из воды, грунта и других организмов, превращаясь в одну форму энергии в другие, выделяя продукты обмена, создавая массы себе подобных, водные организмы в своей биологической деятельности изменяют окружающую среду. О мощи биологического фактора свидетельствуют, например, явления потрескивания в воде солей и растворимых газов от жизнедеятельности бактерий и водорослей, инстинктивное или острое в поверхностном слое воды при цветении, плавающих березок от разлага прибрежными зарослями, затопление биогенными пластами озерных котловин или их заиления связанными поступающими донными. 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 группового существования гидробионтов в водоеме и в различных его частях. Это область и д р о б л я о л г и — науки биологического цикла.

Содержание второго направления — изучение участия масс организмов в развитии отдельных водоемов и объединившем их процессе стока. Специфику и важность участия биологического компонента в развитии этих объектов исследует б и о т и д р о л о г и я — наука географического цикла (С. Д. Муравьевский, 1936). Гидробиология — отрасль гидрологии.

Очевидно, гидробиологические и биогеографические явления взаимосвязанны: гидробионты находят в водоеме необходимые условия для своей жизнедеятельности, но в то же время воздействуют на среду своего существования. Эта взаимная обусловленность биологических явлений вызывает необходимость использования 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 вопросов, связанных с питьевым и промышленным водоснабжением, с очисткой и самоочищением вод, загрязненных промышленными и бытовыми стоками, с устранением повреждений частей судна в водопроводах, с коррозией бетонов и другими техническими проблемами. Биогеография и гидробиология взаимосвязаны, поскольку взаимосвязаны объекты их исследования — водоем и его население¹.

Следует отметить, что многие исследователи не придерживаются единой точки зрения в вопросах, рассматриваемых нами с биогеографических позиций, не выделяют тех области гидробиологии. Так, С. А. Зернов в своей книге «Общая гидробиология» (1949) пишет: «В центре внимания гидробиологии в настоящее время стоят три понятия: 1) водный организм, 2) сообщество или биотический водный организм и 3) тип водного бассейна». 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 по характеру преобразования ими энергии и вещества выделяют три группы организмов. Первая — это создатели органических соединений из неорганических — п р о д у ц е н т ы (продуценты). Они сами синтезируют органические

вещества своим телом 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 органические вещества, используя энергию химических 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 (редуценты). В нее входят микроорганизмы, получающие энергию, необходимую для обмена веществ и роста, за счет разложения сложных органических соединений и продуктов их неполного разложения до простых минеральных солей. Продуцентам для минерального питания необходимы именно такие простые соли, недостаток которых вызывает деятельность редуцентов. Промежуточное положение между продуцентами и редуцентами занимает третья группа — к о н с у м е н т ы (консументы). В нее входят организмы, обмен веществ у которых протекает за счет уже готовых органических соединений. Однако и эти организмы не разлагают полностью до соединений минеральных, пригодных для питания растений. К консументам принадлежат животные, выделяющие, например, наряду с углекислотой и водой, жемчугу и жемчужным раковинам остатки пищи. Свои потребности в органических веществах консументы могут удовлетворять поедая продуценты (растительноядные животные), или другие консументы (плотоядные животные), или детрит, т. е. сложное органическое вещество водной толщи и дна (детритофаги животные).

Из водоемов в процессе их хозяйственного использования человек извлекает в виде продуктов преимущественно консументов: рыбу, зверя, ракообразных, моллюсков. В этом отличие эксплуатации водоемов от эксплуатации возделываемых земель, урожай с которых состоит в первую очередь из растений, а продукты животноводства стоят по количеству на втором месте.

Консументы и редуценты объединяют часто под названием г е т е р о т р о ф о в, 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 самим вследствие истощения нужных простых соединений и загромождения ее продуктами обмена веществ и трупам. В силу этого автотрофы и гетеротрофы зависят друг от друга и те и другие необходимы для биогенного круговорота веществ и энергии. В ходе его в водоемах организмы

¹ См. К. А. Вокрежиский. Поле гидрографии как биогеографическая система моря. «Гидр. Гос. океаногр. 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 биотического круговорота 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 несомненно разные 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 различается открытое волнам прибрежное каменистое побережье от укрытого зарослями или песчано-илистыми грунтами; неодинаковы по грунту, количеству света и насыщенности кислородом поселения тростника и кувшинки; перелом листа кувшинки представляет иные условия микроскопическому населению, чем выносивши на поверхность сверху листовая 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 валосте подниматься в каждую минуту. Примером бентоса или бентических организмов могут быть растения прибрежных зарослей, черни, моллюски.

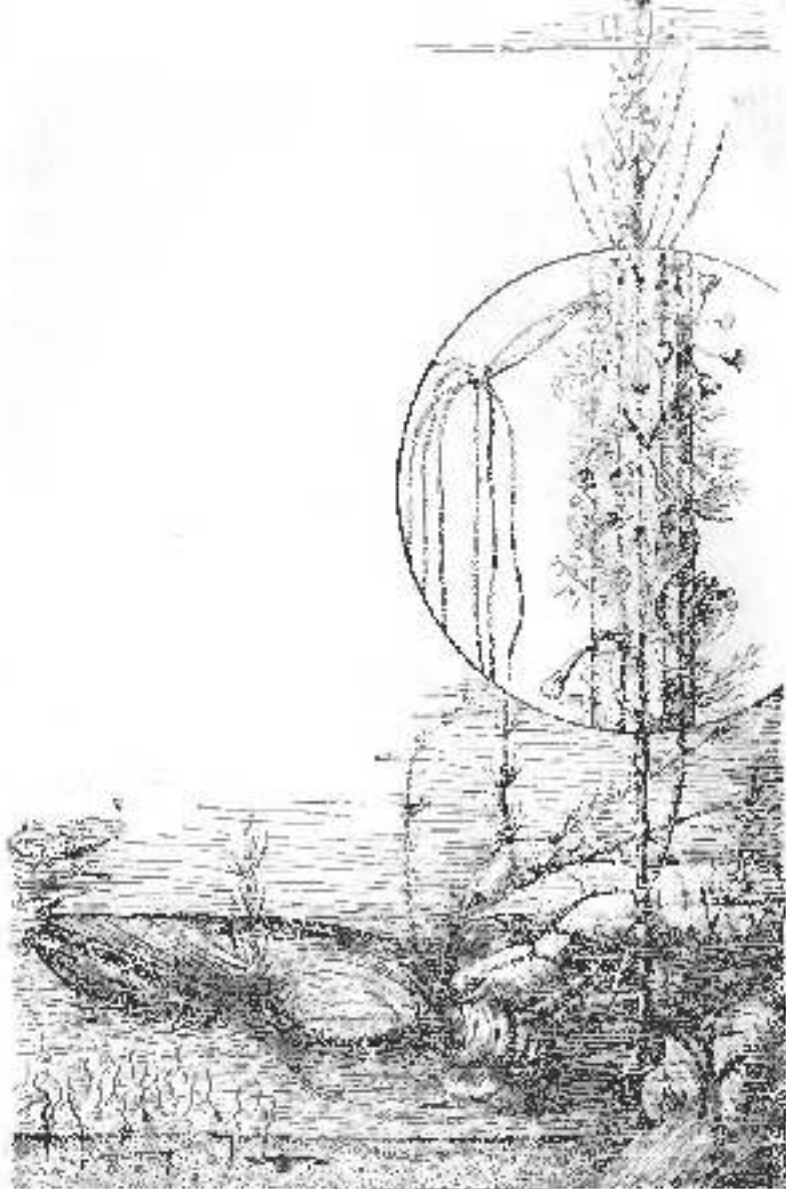


Рис. 113. Организмы биотоса и перифитона. В грунт погружены личинки коловрат *Tentaculodonta* и черви-трубостроители *Tubificidae*, ледяные комки которых являются для поверхностных диатомовых водорослей *Thalassiosira*. По дну плавают раки *Asellus* и улитка *Lymnaea stagnalis*. Поднявшись над дном слоя глубоководных *Springerella* и отряда хитин *Springerella*, по стеблям которого свисала длинная стреловидная *Desmoulinia*. К ним прикрепилась разветвленная *Artemisia*. При увеличении на ленте видны другие организмы обитателей: пятчатые подорожники, амфибии, инфузории, гадюка, колорадская, червь и личинка.

Организмы беспозвоночных могут жить на поверхности дна или зарываться внутрь грунта. Погруженные предметы — камни, крупные раковины, сван, безбашенные сооружения и т. п. образуют разнообразное население. Характерным для твердых субстратов — перифидионом, или оброслов (рис. 113).

Плечиктоя — обитатели толщи воды, способные активно совершать горизонтальные перемещения на большие расстоя-

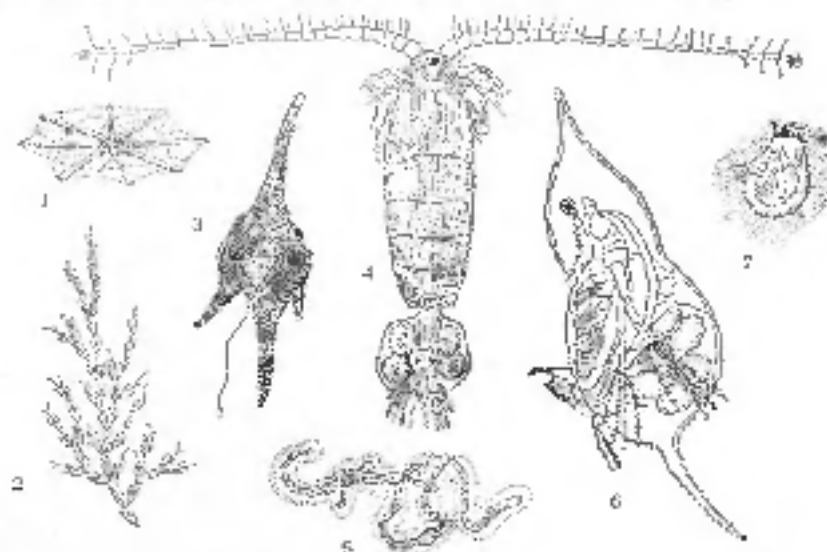


Рис. 114. Приспособления к парению и плаванию у организмов растений:

1 — спиральные нити; 2 — спиральная колония жгутиконошущих *Chlorella*; 3 — перидиум *Synedra* с жгутиками и шипами, прелитстативная популяция; 4 — псевдоподий рак *Dierkeia* с антеннами, служащими для питания; 5 — тележки *Callia* (рыба); 6 — синезеленая водоросль *Anabaena*, удаляющая из воды азот; 7 — рак *Dierkeia* с антеннами и шипами, собирающий планктон в определенном слое воды; 8 — жгутиконошущий планктон из озера с ресничным аппаратом.

ния. Часть организмов планктона, или как их еще называют планктонеры, постоянно ищет в окрашенной турбулентным движением водной толще, однако многие способны активно плавать и то поднимаются к поверхности, то погружаются в глубь озера, иногда по несколько раз за сутки проплывая сверху вниз. Планктонеры и эвпланктонеры. Эта способность планктона к вертикальным миграциям имеет большое биологическое значение, так как в своем движении животные планктеры

Вероятно, вещества и их взаимодействие в последующем воздействии на разобщенные водные слои. В отличие от организмов бентоса, нередко крупных, массивных, и зачастую обладающих тяжелым скелетом, организмы планктона чаще всего микроскопически малы, их удельный вес близок к удельному весу воды. Выросты тела увеличивают трение о воду, замедляют погружение и позволяют парить; многих планктеров поддерживают в водной толще их цистостигмоподобные рабботающие органы дыхания (см. [14]).

Плывок к планктону и ктсн. Под этим термином объединяют пловцов, активно и быстро преодолевающих значительные расстояния. В состав нектозоев входит почти исключительно рыба. Граница между нектозом и планктоном весьма условна, поскольку многие плаватели, несмотря на малые размеры, способны плавать и не только перемещаются по вертикали, но могут, например, странствовать по свободной воде в зону зрелой и обратно. Точно также в некоторые организмы бентоса временами поднимаются над дном и обнаруживают качества стелителей и непловцов. Последнюю переходную группу называют нектобентозом.



Fig. 17. *Onchocerca* sp. larva.

Самые интересные кристаллы *Spirulina*, произрастающие в Японии, известны под названием *Spirulina* или *Spirulina*, а также под названием *Spirulina* или *Spirulina*. Самые интересные кристаллы *Spirulina* или *Spirulina* известны под названием *Spirulina* или *Spirulina*.

ной зависимости от гидрологических и метеорологических условий, от режима самого озера и особенностей его бассейна. Одновременно массы органики проникают себе как мощный биогидрологический фактор, воздействующий на химизм воды, состав грунтов и самый процесс развития озер.

Преобразование населения во времени обусловлено также непосредственными биологическими взаимоотношениями между популяциями разных видов. Так например, обилие мелких форм водорослей может зависеть от многокислородности ракообразных, их отфильтровывающих. После снижения концентрации водорослей рачками рост и размножение этих животных замедляется от нехватки корма. Поэтому восстановление потерь поступления рачков от выедания рыбами, зяблующий, стареющий и прочих причинах оказывается уже недостаточным для сохранения прежней численности. Ваканс видов, сократившихся в числе, на первый план выдвигаются другие, до того оттесняемые на задний план ранее преуспевавшими видами. Истребление их враги, например рыбы, могут перекладываться на другой, более обильный корм, и вслед за этим вновь открывается путь к подъему угнетенной популяции. Такие процессы и связи характерны для развития населения водоемов.

Особенно выражена эта динамичность населения и режима в озерах средней глубины с достаточным минеральным питанием, широко распространенных, в частности, в Европейской части СССР.

Снеговой покров на льду замерзших озер не пропускает свет в воду и делает невозможным развитие водорослей в водной толще. Зимой одни представители фитопланктона, как обладающие кремневым диатомовым диатомом, опускаются на дно, не изменив своего облика, другие водоросли, такие как сине-зеленые и зеленые, живут там в виде цист или спор, т. е. образовав предварительно защитные оболочки. В течение зимы снижается общее число бактерий, пиццанная база которых становится все ограниченной по мере минерализации органических веществ в водной толще. Скуднее становится и зоопланктон, из состава которого еще во время осеннего ледохода выпадает ряд видов животных, в том числе дафнии и другие ветвистоусые рачки, а на первое место выходят всемошное — циклопы и диагомусы (рис. 117).

Запасы растворенного в толще воды кислорода, обновляемые во время осенней циркуляции, расходуются в процессе дыхания водного населения и окисления, главным образом бактериями, газа (метана, сероводорода и водорода), поднимающихся со дна. Постепенно в более заплытых впадинах возникают зоны кислородной недостаточности, которые все увеличиваются и могут сильно сузить слой воды, пригодный для жизни животных, или даже привести к катастрофическим явлениям замороза. Для раз-

ведения многих ценных пород рыб именно зимний газовый режим часто является препятствием, и его необходимо изучать при определении рыбопромысловых возможностей (боцтирские) озер, и при разработке мероприятий для поднятия рыбной продукции. В то же время сочетание кислородной недостаточности с наличием большого количества метана и сероводорода делает воду



Рис. 117. Зимний планктон:

- 1 — диатомовый диатом и бактерии; 2 — диатомовый *Melosira*;
- 3 — коловратка *Meloida*; 4 — ресничатка *Keratella*; 5 — меланотрикс *par* *Displanus*.

неприменной для биологического и промышленного использования. Для жизни организмов зимой большое значение имеет сбегание озер кислородом, приносимым выходящими ключами и впадающими притоками, так называемая «подледная воша». В некоторых случаях, напротив, органические вещества, несимые реками или стоком с прилегающих болот, способствуют перасходождению подледного запаса кислорода до весеннего пополнения.

Весна в развитии планктона наступает до вскрытия озер. Она начинается, когда снег со льда стает, солнечный свет проникает сквозь лед в воду, и для водорослей становится возможным фотосинтез. После вскрытия озер начинается весеннее размножение

ние устраняет неблагоприятные для большинства организмов особенности нижнего газового режима. Одновременно оно способствует обогащению всей толщи воды биогенными элементами, находящимися у дна вследствие разложения трупа отмирающих организмов. Много биогенных веществ приносит и весенний сток с водосбора.

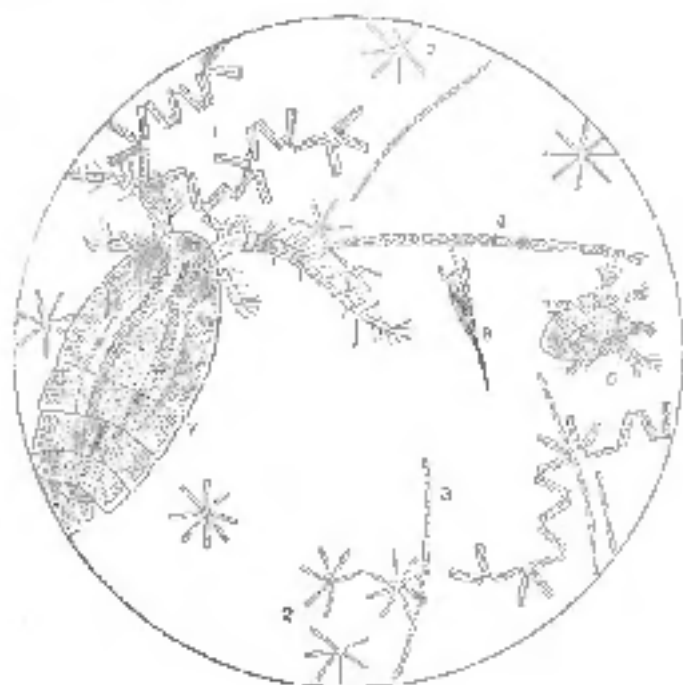


Рис. 118. Весенний диатомовый пиктоценоз.
Диатомы: 1 — *Tubellaria*, 2 — *Asterionella*, 3 — *Melosira*,
4 — цепь радиолариев водоросли *Tubellaria*; 5 — цено-
воротка *Nitzschia*; 6 — цепь диатомового речка (*ди-
мичия*); 7 — вершины египетских речек *Melosira*.

Происходит первая весенняя вспышка массового развития планктона — «цветение воды», приобретающей от множества организмов буроватый или зеленовато-коричневый оттенок. Господствующее положение в этой первой воде цветения занимают диатомовые водоросли, округлые или вытянутое тело которых покрыто кремневыми створками. Диатомы аплоют не в виде покоящихся спор или цист, требующих времени для своего прорастания, а в виде уже лопнувших вегетативных клеток, лежащих на дне. Они сразу приступают к фотосинтезу и легко поднимаются со дна в период полной весенней циркуляции воды (рис. 118). Вторая

причина, вызывающая перипику развития диатомей, состоит в том, что их потребность в определенных биогенных элементах лучше всего удовлетворяется в условиях гидрологической весны и гидрохимической осени. Диатомы нуждаются в сравнительно высоких содержаниях железа и в кремнии для построения створок, но их требования в отношении связанного азота, сравнительно с водорослями и спиро-зелеными водорослями невелики. Весной при низких температурах в воде повышено содержание железа, поступившего из дождевых осадков в течение зимы. Кальциевая кремниевая кислота и углекислота в виде свободной углекислоты способствуют поддержанию железа в водной толще. В то же время повышенные концентрации растворенного железа, благоприятные для диатомовых, для других водорослей могут быть даже ядовиты. В теле диатомей синтезируется масса железа, входящего после их отмирания и погружения в состав ила.

Тепло и обильная пища в виде взрослых и развивающихся за их счет бактерий стимулируют развитие эвномиктоны, которой интенсивно размножаются в течение весны и лета, в свое очередь являясь кормом планктоноядных рыб. Восстановление становится разнообразней и все большую роль в нем начинают играть ветвистые рачки-дафнии, бокоплы и другие.

Дальнейший прогрев и термическое расширение водной массы сопровождается изменением условий минерального питания фитопланктона и, следовательно, его состава. К этому времени из покоящихся спор развиваются и поднимаются в толщу воды новые фитопланктоны.

За диатомеями следуют как ядовитые покровители, главным образом из группы протокочковых, так и перидини (рис. 119). В некоторых случаях диатомей непосредственно сменяют зеленые. Цветение протокочковых окрашивает воду в яркий желтый цвет. Зеленовато-бурый тон придает ей наиболее массовый представитель перидиней — перидий с шиповатым гашетом из клетчатки. Протокочковые требуют большого количества азота, хорошо усваивают не только нитраты, но и нитриты, аммиачный азот, органические соединения. Поэтому протокочковые нуждаются в своем развитии продукты разложения прибрежной растительности и водорослей первой волны цветения. Обогащение воды связанным азотом происходит также благодаря деятельности бактерий-азотификсаторов, связывающих неактивный растворенный газообразный азот, но требующих для питания уже сложных органических соединений. В то же время протокочковые требуют железа и азота, которого, по мере прогрева, оседания клетчатки и индифференциальной воды при расщеплении биоденитратов, становится в поверхностных слоях все меньше.

В летний период водная масса озера особенно резко разделяется на два обособленных слоя: верхний — продуцирующий,

или трофический и нижний — трофолитический, где преобладает распад органических веществ.

Во время летнего расслоения водной массы особый биогенно-литический интерес приобретают суточные вертикальные миграции зоопланктона, преимущественно ракообразных, то поднимающихся и проглатывая эвклимниции, то погружающихся и потребляющих почти всегда темный гипоклимнион. Ритмически колеблющиеся вверх и вниз массы рачков потребляют кислород,



Рис. 119. Вертикально-горизонтальный плантон колизеоза — начало лета.

Появления: 1 — *Ceratium*; 2 — *Fraxillaria*; 3 — *Asterionella*; 4 — *Melosira*; 5 — *Tub. Natica*; 6 — колонизация актинидов *Arctostictus* *Diplobrachia*; 7 — *Scolecocystis*; 8 — *Redia*; 9 — *Actinia*; 10 — *Actinia*; 11 — *Scolecocystis*; 12 — *Actinia*.

органический детрит, бактерии, водоросли, мелких животных, выделяя углекислоту, экскременты и другие продукты обмена веществ и в сильной степени нарушают химическую обстановку водных слоев. Выделение мелких форм растений тут преобладание в плантоне более крупных и грубых.

Самая тонкая часть цветения — синезеленый приходится обычно на вторую половину лета. В это время явление, называемое

цветением, при массовом развитии других водорослей, приобретает крайнюю остроту. Вода становится мало прозрачной, синевато-зеленой от перемешивания ее массы водорослей, чаще всего колющих форм скопков нитей (цилиндрической) или шариков (сферической) и чешуек (чешуйчатых), погруженных в слезу (рис. 120). Непрозрачная вода, текущая синезеленой, для жизни и ряда биологических процессов часто невозможна без дорогостоящей очистки.

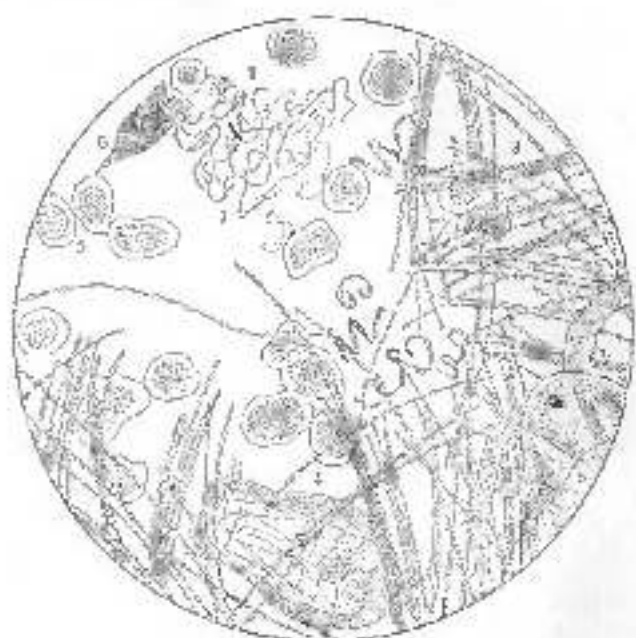


Рис. 120. Цветение синезеленой, синезеленой: 1 — *Actinia*; 2 — *Actinia*; 3 — *Actinia*; 4 — *Actinia*; 5 — *Actinia*; 6 — *Actinia*.

Возражение того что прозрачность воды резко падает и становится еще меньше, чем при преобладающих цветении, первый тонкий слой (сначала полностью задерживает свет, затем пригнетается и отделяет всю остальную водную массу от атмосферы. Днев при экстремной фотосинтезе недостаток углекислоты заставляет водоросли реагировать выделением углекислоты, выделение их раствора в осадок. Актиниды реагируют под воздействием биогидролитического фактора (стационарно резко подкисленной pH может достигать 10 и более). Подкисление тем самым течение многих химических реакций в водной массе.

С донными переселенными энзимными анаэробами чередуются почвенные денитраты. Здесь в поверхностных слоях воды нередко кислород за ночь бывает полностью поглощен при дыхании водорослей и бактерий. К этому времени лета нередко бывают в балтийском море израсходованы запасы кислорода в гиподоксигонии. Постепенное распространение области кислородной недостаточности все чаще и чаще от дна к эпимизиону и сочетания с почвенным дефицитом кислорода в поверхностных слоях воды в глубоких шарах может приводить к катастрофическим летним азотным рыбам.

Потребности разных видов сине-зеленых водорослей в биогенных элементах различны, но многие из них свойственны несколько меньшей, чем у зеленых, требовательности к азоту, который они способны воспринимать в органической и аммиачной формах и даже непосредственно фиксировать из атмосферного воздуха в количествах во много раз больших, чем бактерий-азотофиксаторы, заселяющие толщу воды. Сине-зеленые сравнительно требовательны к железу и очень чувствительны к токсичным соединениям марганца и меди. Поэтому для предотвращения или ликвидации цветения сине-зелеными озера или водохранилища, питающихся водохранилища, иногда применяется купоросование с солями меди и кадмия.

Животные слабее потребляют сине-зеленых, чем диатомей, перидиний и протокосковых. Поэтому животных эта форма цветения, хотя и самая бурная, слабее других обеспечивает пищей. Весьма вероятно, что животные планктоны способствуют массовому развитию сине-зеленых водорослей, выедая их конкурентов (фитопланктон и протокосковых).

Сине-зеленые в озерах развиваются обычно пестрично, катастрофически, часто в конце августа. Хотя погибших водорослей всасывают и, прежде чем они успеют разуть, значительные массы их приближаются к берегам. Разложение сине-зеленых бактериями вызывает резкую недостаточность растворенного в воде кислорода. Нередко с диатомеями и перидиниевыми отмирание сине-зеленых являются важнейшим источником образования свароводов.

Высохлаживание озера в конце лета влечет за собой подъем с глубин и зону фотосинтеза масс воды, принадлежащих в течение гидрологического лета к гиподоксигонии и метадоксигонии. За время, протекающее с осенней циркуляцией, глубинная вода обогащается солями, нужными для анаэробного питания фитопланктона. Их цели процветания, главным образом бактериями, опускающихся отбросов организмов, из трухля и органического материала, принесенного в озеро извне. Залежи солей в полной мере не изменились растворенным осадочным азотом, миграцией биогенных веществ из грунта в толщу воды и подтоком грунтовых вод. Поэтому в период роста эпимизиона, а

затем и осенней гомотермии обеспеченность водорослей минеральным питанием возрастает. На фоне химизма воды, напоминающего весенний, при падающих температурах и снижающейся окисляемости, наблюдается вторичное развитие диатомей и, нередко, перидиний.

Осень — время подготовки организмов к зиме; в своем большинстве они один за другим выпадают из состава планктона, либо просто опускаются на дно, либо обильно пероживают неблагоприятного времени года в зарослях или, спор, цист и тому подобных образований с прочными защитными оболочками. Подосадам еще некоторые виды зимуют диатомей, но нарастающая масса снега погружает подальше в темноту, фотосинтез становится невозможным, преобладающее положение занимают животные и бактерии. В озере наступает биологическая зима.

Все зимы естественного проточного циста биологических процессов осуществляются не всегда и не во всех озерах. В горных озерах и озерах среди торфяных массивов цветения может вовсе не быть из-за недостаточности солевого питания. В южных районах зимнее замораживание жизни выражено не столь резко, как в умеренных и северных широтах.

Цикл развития планктона по сезонам может измениться по мере развития озера или в связи с изменением метеорологических условий и стока в отдельные годы. Поэтому прогноз сезонных изменений планктона требует углубленного изучения особенностей водоема.

Население дна озера развивается в двух основных биотопах — **п р о ф у н д а л и** и **а н г о р а л и**. Под ангория выделяет в некоторых озерах еще третью промежуточную область — **с у б а н г о р а л ь**, обычно совпадающую с областью озари от прибрежного мелководья к глубинной части.

В профундали недостатка света, достигающего дна, недостаточно для фотосинтеза, и донная растительность здесь развиваться не может. Поэтому главным источником питания обитателей профундали является опускающийся осевший планктон, а ближе к берегам — смываемые с прибрежных растительные остатки. Волнение не достигает дна профундали, и его условия преимущественно или, часто богатые органическими веществами. За его счет развивается пыльная флора бактерий и грибов. Животное население пола профундали может быть многочисленным, но, как правило, представляется немногими видами. Главнейшими продолжателями являются олигохеты (класс червей, к которому принадлежат и таксисты-моллюсковидные — земляные черви), личинки комаров-звонцов или тенедидов, а в некоторых озерах мелкие двустворчатые моллюски — гириды. Население дна, в первую очередь бактерии и грибы, энергию преобразует опус-

каплистая сверху материя и является той биогидрологической силой, которая создает из нее сапропель и другие биолиты. Череп и донники эвандов — юпаты, испускают поверхностные слои в грунты и многократно пропускают сквозь себя кишечники дощичи отложившиеся прежде, чем они будут погребены под новыми слоями осадков.

Развитие бентоса в разных частях профунда зависит от гидрологического режима и в особенности от обеспеченности кислородом. От богатства же донных профунда в свою очередь зависит все и численность бентосных рыб, к которым принадлежат важные для промысловые виды. Интенсивная жизнедеятельность донного населения, особенно микробов, сопровождается энергичным поглощением кислорода из придонной воды, что при отсутствии вентиляции часто приводит к недостаточным для бентоса и рыб запасам. Ряд бактерий водной толпы вызывает донное газотворение метана, водорода и сероводорода. Эти газы, окисляясь при всплывании, отнимают кислород у вышележащих слоев воды. Бактериальное население дна участвует в образовании железных озерных руд.

В области осины литорали придонные течения, возмущаются песчаные и каменистые грунты, становятся разнообразней условия жизни, а следовательно и население. Для сублиторали характерны скопления ракушек. Это не только остатки мертвых обитателей, но и целые раковины, приносимые из прибрежья. С другой стороны, течения сносят отсюда иловые частицы вглубь. Органическое вещество, созданное процессами фотосинтеза в освещенных поверхностных слоях водной массы озера и в прибрежной мелководье, так же как и органические остатки, внесенные в озеро с его водосбора, на осини легко ложатся в профунда и достигают дна, а затем перемещаются вдоль него. Бентос осиней, как и выше расположенных мелководий, использует транзит частицу дна как источник пищи. Животные и бактерии, пасущиеся на осини, обычно лучше обеспечены более разнообразной пищей. Газовый режим характеризуется более высокими и устойчивыми содержаниями кислорода. К профундальным животным здесь присоединяются различные моллюски, ракообразные, личинки ручейников, стромбиды, червеобразные личинки — трубочники и кусочки растительных осадков: на камнях и корягах разрастаются губки и мшанки. Группировки донного населения нередко образуют сложную мозаику, зависящую от грунта, газового режима и поступления органического вещества. Отдельные течения и песчаные, христящие и каменистые грунты осини являются перестановками ценных холодолюбивых рыб, в том числе некоторых сигов. В прозрачных озерах вниз по осини опускается донная растительность — хары, мхи и некоторые микроскопические водоросли. Таким образом, по осини проходит

граница между литоралью — областью развития органического населения донной растительностью, и профунда — областью его разложения.

В литорали дна достаточно освещено для развития не только растений. Нижняя граница их распространения зависит от глубины проникновения света, т. е. в первую очередь от географической широты, местоположения озера и прозрачности его вод. Часто эта световая область совпадает с береговой отмелью, однако в прозрачных озерах она простирается глубже. Для литорали в целом характерно развитие крупных растений, но в местах, открытых прибою со стороны широких плесов, на неровных песках или россыпях камней за несколько недель дней



Рис. 121. Зарастание озера наступившим зарослем по осини дна

успевают развиться лишь микроскопические водоросли. Чем глубже, тем меньше волнение препятствует зарастанию дна, но свет слабее и поэтому здесь могут существовать лишь теневые водные растения. От уреза и нижней границы литорали резко меняются условия освещения, степень разрушительного действия волн, состав грунта, термическое, химическое и биологическое условия. Поэтому население прибрежья располагается ступенями или зонами, особенно приметными благодаря крупным растениям — *макрофитам*. Зоны наиболее отчетливо выражены в укрытых заливах крупных озер и в озерах меньшего размера, где растительность лесами охватывает профунда (рис. 121).

Ниже всего в литорали располагается зона *водных лугов* или *хар* и *водных мхов* — нежных растений не требующих света. К этим теневым растениям принадлежат микроскопические водоросли. В прозрачных водах Байкала и Иссык-Куля хары опускаются до 40—50 м, но обычно они достигают глубины 3—12 м. На поверхности хар, как и растущих выше растений, в озерах с жесткой водой отлага-

ются корочки углекистого кальция, входящие впоследствии в состав твердых мергелей и мела.

Низне расположенная зона погруженных растений, вытянувшаяся с глубины 3—5 м к поверхности, но не распадающаяся на ней свои листья. Здесь, в зоне рдестов, как ее еще называют, вся толща воды заполнена гибкими мягкими листьями и стеблями узколистных и широколистных рдестов, роголистника, урути, элодея. Обмену газами между водой и атмосферой не препятствуют плавающие по поверхности пластинки, как и выше расположенной зоне кушанник, одноклеветиллия и другие переплывающие растений затруднена. Газообмен макрофитов этой зоны происходит под водой, и большая растительная масса днем может пересыщать воду кислородом, а ночью плавать его дефицит. Основное питание осуществляется плавным образом поверхности. Опорная ткань погруженных растений развита слабо, отчего в них, так же как и в ларам и плавающие растениях следующей зоны, преобладают ткани мягкая растительность. Эту роль играют широко используют в пищу бесчисленные животные, а при распадае она образует сравнительно толстые, богатые органическим веществом, но не грубой клетчаткой, остатки, легко усвояемые планктоном. Кормовое значение этой зоны очень велико: сами растения и населяющие их животные — черви, моллюски, ракообразные, насекомые и другие — делают эту зону богатой пищей многих рыб. Некоторые карповые рыбы, например, карась и лещ, здесь нерестуют, но особенно велико значение этой зоны для развития и роста мальков.

Ближе к берегу самую поверхность воды усеивают листья и стебли полу погруженных растений — белых кубышек, желтых кубышек, мариной третики, плавающего рдеста. Эти растения могут укорениться до глубины в 2,5—3 м. Их плавающие листья закрывают поверхность воды и затмивают ее. Через устьица на верхней стороне листьев осуществляется непосредственный газообмен с атмосферой, и дневное перевыделение воды кислорода благодаря фотосинтезу макрофитов здесь возможно. Нижняя сторона их занята червями, дно, чаще всего замусоренное, в толще воды в этой зоне полу погруженных растений довольно обильно заселено кормовыми организмами. Эта зона, как и ранее описанные заросли водных растений, может быть особенно благоприятна для выплода малярийного комара. Его личинки требуют для своего развития незатененной поверхности воды с обильной кормовой пищей в виде краев листьев.

Еще ближе к берегу, над водой зеленым стеной возвышается зона высоких надводных растений — тростники,

камышей, рогозов, тростянки, местами акклиматизированного у нас индийского водного риса. Своими стеблями тростники могут уходить под воду до 2 м, а возвышаться над ней на 3 м и более. Необходимость противостоять ветру и волне обусловила развитие у растений этой зоны грубой прочной механической ткани стеблей и листьев, создающие на дне крепкую сеть корней. Эта жесткая растительность, богатая целлюлозой, трудно разлагается, хуже чем мягкая используется в пищу, дает грубые донные отложения. Газообмен этих растений происходит в атмосфере. В виде затененной массы выходящих надводных макрофитов, при гниении растительных остатков часто наблюдается недостаток кислорода. Эта зона, особенно во второй половине лета, неблагоприятна для нагула рыб. Прибрежные барьеры тростников гасят волну и отражают берег от размыва. Быстро растущий тростник и другие растения зоны могут нехитрыми способами использоваться в качестве строительного материала, химического сырья и топлива.

Выше по дну развиваются невысокие ямконочные растения, обычно не заходящие в воду глубже, чем на метр. Для этой зоны земноводных растений характерны елочки сиренного цвета, узколистные олеки, рошны, ежеголовка, желтый прирост, широкие листья стрелолиста и частухи. Затененность здесь несколько меньше, чем в тростниках, кормовая фауна обильней. Эта зона место нереста большинства наших рыб, мечущих икру рано, на более прогретых мелководьях. Здесь уже вскоре после вскрытия водосмы в массе размножаются беспозвоночные, но для нагула более крупных рыб глубина этой зоны недостаточна.

Вблизи уреза воды располагаются плавающие в воде растения, затопляемые во время половодья и живущие на суше после спада уровня. Кроме живучих сенок, здесь обычны незабудки, лютики, подорожники, болотники, белоглазники. Эта зона представляет интерес как сенокосное угодье. Из рыб ее используют для разведения только редко переставляемые щуки.

Отдельные виды водных макрофитов не строго приурочены к определенному поясу и могут выходить в другие. Так, тростник и даже кубышка иногда встречаются на самых мелководьях. Ряд плавающих растений, как ряска, лотосовник и роголистник, не связываясь дном, и необходимостью укрытия от волнения и ветра стелю могут найти в любой зоне.

Большинство макрофитов — многолетние растения, но зиму они переживают благодаря корневищам или опускающимся на дно укороченным побегам — турникам. Поэтому их заросли поднимаются не сразу, и весной прибрежная растительность сильнее защищает берега от размыва, чем летом и осенью.

Наряду с привлекающими внимание макрофитами в прибрежных водах велико значение микроскопических водорослей, образующих

погруженные предметы или сидящих непосредственно на поверхности освещенного грунта. Даже в прибойных прибрежных, где высокие растения не в силах выстоять перед волнением, эта группа озерного населения успевает давать испушки массового развития за несколько дней спокойной погоды. Стремительная скорость размножения и роста выделителей обеспечивает быстрое восстановление обрастания и микробентосом все новых масс организмов взамен погибших, в частности, потребленных животными. Количество органического вещества, образующегося за лето этими микроскопическими водорослями, вполне сопоставимо с приростом массы макровитов. Перифитон и микробентос, являясь важным источником переноса, одновременно существенно воздействуют на химию воды.

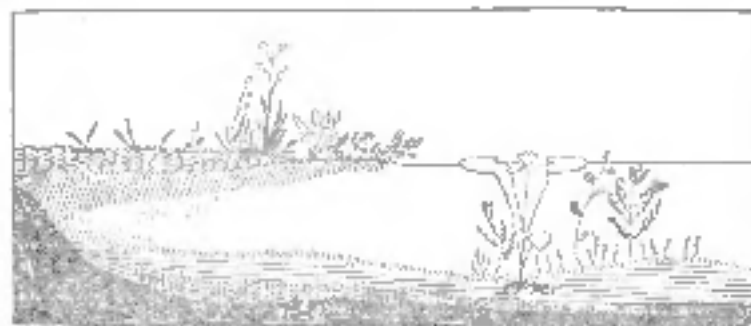


Рис. 122. Зарастание озера путем «засылки»

По мере заполнения озерной котловины отложениями, концы зарослей сжимаются вокруг пространство свободной воды. Когда глубина озера уменьшится, растения на всем его пространстве поднимутся со дна к поверхности, выростут озера, и оно по своему режиму станет похожим на пруд — котло без глубинных, по выражению Ф. Фарли. Постепенно, 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 сизанки. Он особенно характерен для озер со слабой минерализацией воды и небольшим прибоем. В этом случае от берегов по поверхности воды начинает распространяться выброс пелены из живых и отмерших растений — с п л а н и я (рис. 122). Чаще всего основную массу такого пелены образует сфагновый мох, одиравшийся на коренья и побеги осок, сибельника, вахты, белокрыльника, пельцера, цинкуты. Сплывшая пелена нередко падает глубокой водой

или у ее края непосредственно возникает зона кубышек и рдестов. По сизанке разрастаются оски, клевера, бигульчик, а затем и картонковая беретка. Зеркало свободной воды, постепенно суживаясь, распадается на отдельные окна среди мохнатого покрова, наконец, исчезает совсем. Растительные остатки оседают на сплывшим на дно, по случаю, что она успевает затянуть все озеро раньше, чем она закончится торфяным отложением. Тогда, при утонании части сизанки, разбрасывают окна в мшарах или целые привады торфяные озера. Широко распространены пеленовые сизанки, растущие по поверхности илуководных долов, замедленных озерные котловины.

Многолетний процесс зарастания озер, так же как быстрая смена картин цветения и жизни в течение года, показывает глубокую взаимную обусловленность биологических и гидрологических процессов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бергман Н. А. Гидробиология. «Советская наука», М., 1953.
 Горюнов Н. Н. Растительный мир водоемов-прудов. Изд. АН СССР, М.—Л., 1953.
 Зернов С. А. Облик гидробиологии. 1919.
 Кузнецов С. И. Роль микроорганизмов и круговорот веществ в водах. Изд. АН СССР, М.—Л., 1952.
 Денисов С. Г. Жизнь в озерах. Сб. Жизнь пресных вод СССР, т. III. Изд. АН СССР, М.—Л., 1950.
 Диниц А. Е. Пресные воды и их жизнь. Ученые, М., 1950.
 Муравейский С. Д. Процесс стока как гидрофитический фактор. Изв. АН СССР, сер. биол. и географ., 1946, т. 10, № 3.
 Пандольский Р. Н. и Денисов С. Г. Очерки из жизни пресноводных животных. «Советская наука», Л., 1946.

РЫБОПРОДУКТИВНОСТЬ ОЗЕР

Рыбы озер — важный объект промысла. Однако не на всех озерах промысел ведется достаточно интенсивно. Между тем близость многих из них к промышленным центрам и географическое размещение озер внутри страны повышает их рыбохозяйственное значение. Необходимо подчеркнуть, что на озерах легче, чем на реках, организовать управляемое рыбное хозяйство, способное обеспечить устойчивые условия рыбы со все возрастающей дефицитом ценных пород.

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, в течение которых они находятся в разных отношениях к среде (Васильев, 1953). Для каждого этапа характерны определенные отношения организма к среде, ко-нечным образом меняющиеся при переходе на новый этап. Чтобы удовлетворить изменяющиеся потребности рыбы с переходом на очередной этап часто сменяют место обитания, совершая иногда далекие перекочевки, называемые миграциями.

[illegible]

появляясь растениям на дне. В летнее время обмен веществ у леща протекает интенсивнее, и уже сегоднего дня в прудовом водоеме при 23 градусах температура становится критическим. Пруд размещенного леща имеет глубину около 20—25 м, при температуре ниже 10° лещи не впадают в спячку, он так и продолжает биться. Мелкий лещ растет и развивается. Поэтому лещ не припадает на зимовку и продолжает кормиться в течение всего периода. Мелкий лещ и в зимнее время продолжает расти и развиваться. Лещи в возрасте 5—6 лет. Если лещи в возрасте 10 лет и больше, то в 2 года превращаются. Таким образом, лещи, выращенные в прудовом водоеме, имеют более высокие показатели, чем лещи, выращенные в озерах. Лещи в возрасте 10 лет и больше, то в 2 года превращаются. Таким образом, лещи, выращенные в прудовом водоеме, имеют более высокие показатели, чем лещи, выращенные в озерах.

Относящаяся к необходимым условиям существования для многих видов рыб, рыбы совершают сезон или менее далекие и длительные миграции: в теплых странах — кормовые, перед зимовкой — зимовальные, для размножения — нерестовые. Жизнь ряда рыб не ограничена сферой, и отдельные ее этапы проходят за ее пределами в других водах. Такие рыбы называются проходными, в противном случае постоянно живут в данном водоеме жителями, или тузоводами. Проходными рыбами север, усилившихся на юге, являются севрюжий лосось, форель, ряд сигов (подкаменная, севрюшка, чир, смугляк и другие), чехонь, синец, частично корюшка и светлог. Обитающие в северной бессейной Балтийского моря угри уплывают размножаться в тропические пучины Атлантического океана, к Центральной Америке.

Для проходных рыб, в большинстве своем принадлежащих к наиболее ценным промысловым породам, неблагоприятное состояние водоемных и озерных рек, где происходит нерест, часто препятствует увеличению стада. Загрязнение, каковы бы ни были причины, заводскими и бытовыми стоками, перепруживание плотинами, дачный бассейн, особенно при перестройке жилищ и захламлении, особенно при мусорном поведении, ухудшают рыбное хозяйство в крупных озерах. Жилища в озерах всегда тесно связаны с водоемом. Чтобы увеличить стада проходных рыб, на притоках строят рыболовные заводы, где из икры выращивают мальков и выпускают их затем для дальнейшего роста в озера.

Перед мигрирующими рыбами, как правило, собираются в стада, косяки, стайки. Стаи рыб, по-видимому, лучше стыкуются с миграционными путями, поскольку занимают значительное пространство воды легче, чем рыба-одиночка, удаляют тридцати в распределении гидробиологических факторов, служащих ориентиром в пути. Люб рыбам, собравшимся в стаи, несравненно эффективней, чем рыбе, рассеянной по простору моря. Поэтому изучение зависимостей стайного поведения рыб от гидрологической

обстановки во время миграций — как и в области сотрудничества работников рыбного промысла, биологов и гидрологов.

Хотя в течение жизни рыбы меняют места обитания и переходят с питания одним видом на питание другой, некоторые этапы развития более длительны и в большей степени характеризуют биологический вид. Соответственно этим этапам рыбы подразделяются на группы видов, сходные по образу жизни.

Рыб, населяющих прибрежную растительность, называют *ареолевыми*. К ним относятся карась, лещ, плотва, красноперка, язь, густера, травяная форель, окунь и щука, кроме самых крупных особей. В некоторых удаленных от прибрежных зарослей, на озерах и в прифундальных жилах *донные* рыбы, например елец, лещ, более крупная густера, сазан, сом, сине-белый окунь, угорь, налима. Открытую воду инвазируют *пелагические* рыбы: елец, ряпушка, корюшка, уклей, чехонь, судак, в Байкале — сиг.

Поскольку среди рыб можно различать *растительноядных* и *животноядных*. В озерах Европы, кроме карася, нет рыб, питающихся преимущественно растительной, но все же роль растительности очень важна в их питании, красноперки, отчасти густеры и в южных районах СССР — хариусы. В настоящее время ведутся работы по переселению водосмы Европейской части СССР растительноядных рыб Аюры. Животноядных рыб можно разделить на потребители планктона — *планктофаги* (елец, ряпушка, уклей, байкальский сиг), потребителей бентоса — *бентофаги* (лещ, сом, карась, лещ, ерш) и охотников за рыбой — *хищники*, на их типичных (лещ, корюшка, язь, щука, окунь, чехонь, сом, судак, окунь).

Рыбы и другие гидробионты не одинаково относятся к различным воздействиям среды. Одни могут переносить значительные колебания элементов режима водоемов, другие — лишь весьма малые. Так например, щука живет и размножается как в холодных северных озерах, так и на юге, где зимнее похолодание незначительно. Напротив, елец и форель требуют холодной воды и при ее прогреве задохнутся от недостатка кислорода.

Карась переносит очень малое 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 обитателей отапливаемых организмов к определенному фактору среды употребляют термин, в которых приставка *эри* указывает на способность организма переносить широкие колебания данного фактора, а приставка *стено* — только узкое. Так, щука *эритротермная* рыба, елец *стенотермная*, холодолюбивые, а карась — *эритротермная*, или *теплолюбивая*, *термофильная*.

Зная требования озерных рыб к другим организмам к температуре, pH, кислороду, растворенным солям и газам, грунту, растительности, режиму притоков, где проходит нерест, можно на основании исследований представить себе ряд сторон гидрологического режима. Исследование организмов в качестве *биоиндикаторов* часто дает возможность глубокой и обобщенной характеристики диапазона колебаний температуры воды, ее химизма, степени проточности, переслаивания грунтов, состояния дна и других элементов режима. Особенно редко психологические организмы-индикаторы, преимущественно бескостные, водоросли, некоторых грибов и бактерий, при санитарных обследованиях.

Озера по составу их рыбного населения можно подразделить на ряд исследовательских типов, между которыми наблюдается переход. Основу удачной классификации озер составляют по этому принципу, предложенной системой Штурма М. В. Сомов (1926). Характеризованные им типы озер встречаются и за пределами бассейна Балтийского моря, для которого дана классификация.

Озера по составу ихтиофауны могут быть подразделены на следующие основные типы.

Карасевые озера — мелководные, часто очень малые, прогреваемые летом в северных районах, по крайней мере до 14°, а в южных — до 18°. Зимой постоянны резкие дефициты кислорода. Заросли макрופитов распространяются обычно по всему озеру; в озерах, лежащих среди сфагновых болот, макрофиты развиваются слабо. В озерах среди болот с начала летнего развития фитопланктона не наблюдается из-за бедности биогенными элементами в холодной рыхлой воде. Кроме господствующих золотого и серебряного карасей, встречается плотва, а при наличии притоков и участков, где содержание кислорода в конце последнего периода более благоприятно, приспособляются и обитатели озер следующего типа — *лещ, плотва, окунь, щука*. К этому типу озер принадлежат многочисленные мелкие водоемы среди торфяных массивов Европейской части СССР, в лесотундре и степи Западной Сибири.

Окуневые-плотвячьи озера, как правило, не обладают глубинами и типичны для равнин. За зиму содержание кислорода в воде может спускаться до 1—3 мг/л. Зарастание значительно. Личные и ветровые, как правило, сильно выражены за исключением северных районов. В обширных зарослях этих озер часто, кроме основных рыб травяной форели и плотвы, встречаются щука и лещ, а при более благоприятном кислородном режиме — лещ и лещ. Большинство глубоких озер принадлежит именно к этой группе; из типичных более крупных озер здесь можно назвать озера Болотное и Чаны.

Лещевые озера имеют умеренную глубину, илистую профицидную богатый биогеном. Как и в олигоне-платиновых озерах, зимой и летом здесь могут быть кислородные дефициты, но отсюда не доходящие до уровня и I — 3 м, при котором может происходить замор основных рыб. Летнее цветение значительно. Прибрежные заросли развиты. Наряду с обитателями предыдущих типов озер, для этих — характерны ерш и густера. Для лещицы — уклейка, а при более благоприятном гидрологическом режиме — снеток и судак. Перечисленные особенности обитателей озера, и в их числе — Илмень.

Судачьи озера, близкие к лещевым, имеют обильную плавателную при очень слабом развитии зарослей у берегов. Кислородный режим несколько лучше, чем в лещевых. В водной толще обычно развит планктон и рыбы-планктофаги уклейка и снеток. Наиболее характерное озеро этого типа — Вятское в Вятрине.

Ситовые озера довольно глубокие. В гипolimнионе до самого дна преобладает значительная дефицитная кислородная, к которой силы очень чувствительны. Летнее цветение незначительно. Ситовые котловины имеют перестенные участки с песчаным и каменистым грунтом, а профундаль выстланы илом, богатыми донной фауной. Для ситов, входящих для акрометаллов в реки, очень важна в них чистота воды, обилие кислорода и наличие участков с песчаным и каменистым дном. В прибрежье и особенно в прогреваемых заливах обитают рыбы озер предыдущих типов. В эпимимнионе держатся теплолюбивые рыбы: плотва, уклейка и судак. К этому типу озер, многочисленных на северо-западе СССР и на Урале, относятся Чудское и Тургояк.

Озера ледяные. Кроме этой холодолюбивой лососевой рыбы, приуроченной к большим глубинам, озера ледяные бывают населены озерным лососем, куммой или озерной форелью, сига, корюшкой. Для этого типа озер характерны крутые склоны дна с жесткими грунтами, всегда высокое содержание кислорода и обильной холодной профундальной, слабо развитой фитофауны. Заросли макрофитов в свойственной им теплолюбивой фауне отсутствуют в заливах. Для многих рыб этих озер необходимы перестенные во влажных порожистых ручьях с чистой водой. Примером может быть Онежское озеро.

Озера ручьевой форели — небольшие горные водоемы, частью питаемые талыми ледниковыми. Проточность может быть очень значительной. Склоны дна круты, преобладают жесткие грунты. Всегда прозрачная вода холодная, насыщенная кислородом и бедная солями и планктоном. Заросли почти неразвиты. Рыбное население может состоять из одной мелкой форели. Эти озера многочисленны в Альпах, Карпатах, на Балканах, Урале, Кавказе и Финно-Скандинавском кристаллическом щите.

Для народного хозяйства, 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 определенной территории обитания искомой стады рыб. Необходимо разрабатывать пути дальнейшего повышения рыбопродуктивности и улучшения ее качества. Установив закономерности процессов продуцирования, на основе которых на озера можно выделить продукты определенного качества и в определенном количестве, и развить теория биологической продуктивности водоемов. Она еще не полностью разработана, хотя собран значительный фактический материал и установлен ряд основных теоретических положений. В кратком обзоре можно остановиться лишь на некоторых из них.

Рыбная продукция — количество рыбы, добытой за определенный период или с единицы его площади. Она значительно колеблется в различных озерах и из года в год. Так, выраженная в килограммах на гектар товарной продукции¹, по Б. Н. Черфасу, была следующей: глубокие озера Карельской АССР — 2—8; озера Волге и Цено — 2; оз. Дривяты в Белоруссии — 18; озера Барабы (Чаны, Сартак и др.) — от 11 до 33; оз. Таватуй в Свердловской области в 1940 г. — 30 и в 1947 г. — 36; Волдайское 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 характеризует следующая таблица.

Уловы рыбы в озерах в кг/га (по Б. Н. Черфасу)

	1931 г.	1931 г.	1932 г.	1933 г.	1934 г.	1935 г.	1936 г.	1937 г.	1938 г.	1947 г.	1947 г.	1947 г.
Оз. Чухломское	15	65	55	64	83	—	—	—	—	—	—	16
Оз. Шатун	—	—	—	—	70	81	70	30	98	215	95	—

Годовая рыбная продукция менее 50 кг/га считается низкой, 50—100 кг/га — средней и более 100 кг/га — высокой (Черфас, 1950). Несомненно, эти показатели можно значительно увеличить.

Увеличение вылова, достигнутое в отдельных озерах после их мелководнения, рыбоозерования, строгое соблюдение биологических особенностей сроков и континента вылова, так же как

¹ Учетная сеть вылов всегда несколько ниже фактического.

подрыв запасов рыбы в случаях неправильного лова, дано основание заключить, что рыбопродукция — показатель ведения хозяйства, а не только природная особенность озер. 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.

Самым распространённым воздействием на состав стада рыб является их вылов. Усиленный 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 водоеме обычно занимают малоценные или вовсе не промысловые, так называемые порные породы.

Однако неверно считать вылов рыбы разрушением богатства водоема. Напротив, при правильной организации промысла уменьшение численности части рыб можно добиться развития их стада и истребления, вытеснения для хозяйства, и получения в итоге устойчивую рыбопродукцию, превышающую кратковременный успех при хищнической добыче не только суммарно, но даже и по отдельным уловам ценных пород. Следовательно этому организационно промысловому следует оценивать как ценно из средств воздействия на популяцию.

Существенное изъятие промыслом части рыбных стад в виде продукции возможно благодаря их способности восстанавливать потери. Промысел использует естественное свойство популяции восполнять, путем роста и размножения, урон, наносимый ей природными факторами — резкими колебаниями температуры, заморями, обмыванием поречьями, хищниками, эпизоотиями и т. п. Поэтому промысел может и должен опираться на объективные биологические закономерности популяции и не истощать природных рыбных ресурсов. Вылов по характеру потерь популяции стоит ближе всего к вылову крупными хищниками, истребляющими более мелких рыб — фактору, к которому рыбы приспособились за время своего эволюционного развития.

Плодородность рыб, гибко восстанавливая убыль стада, очень велика и сильно различается у разных видов. Так, например, сомик дает 6 000—26 000 икринок, рипушка 4 000—57 000, чебак сиб. 16 000—82 000, плотва 5 000—10 000, карп 20 000—100 000, щука 30 000—300 000 и выше, лещ 8 000—540 000, сазан 93 000—1 700 000. Срок достижения половой зрелости и количество выметываемых икринок зависят от степени обеспеченности рыб пищей. Это приспособление дает возможность стаду приходить в соответствие с расширяющимися кормовыми ресурсами путем замедления развития и уменьшения плодовитости, и наоборот — ускоренное раз-

витие и усиленное размножение поддерживает популяцию в расцвете и быстро освоить пастбища, ставшие более богатыми.

Динамика численности стада, приводящая из численности в состав в соответствии с изменяющимися условиями существования, складываясь исторически и является характерным свойством вида.

Очень важна для воспроизводства запасов рыбы охрана нерестилищ и предотвращение преждевременного вылова молодых ценных пород. В тех случаях, когда гидрологический режим естественных нерестилищ нарушен, или когда нужно увеличить стадо рыб, или заселить водоем новыми видами, практикуется иккубация икры и последующее выращивание крупных жизнестойких мальков на рыбооборудованных заводах.

Особенно большое значение для численности рыбных стад и восстановления потерь, нанесенных промыслом, имеет обеспечение потребности рыб в пище на всех стадиях их развития. Кормовые ресурсы водоема колеблются в определенных пределах, в связи с чем изменяются численность и состав стада рыб. В свою очередь кормовые организмы, снижаясь с рыбами — отнимаемыми жертва — хищник, развиваясь в своем количественном развитии от численности рыбного населения, с большей или меньшей интенсивностью влияющими на популяцию.

Ограниченность кормовых ресурсов в водоеме заставляет извлекать стада малозначимых сорных рыб, так как они, перехватывая корм у ценных пород, замедляют воспроизводство запасов последних, а при усиленной неродуманной добыче одной только ценной рыбы могут захватывать преобладающее положение в озер. Например, чрезмерно нерассудительный вылов леща приводит к его замещению в озере ершом, аляшником и тому же эвстаем по-жирателем икры и мальков других видов. Поэтому ориентацию промысла в озерах, где есть сорная рыба, на один высокочисленный улов следует считать порочной. Интенсивный вылов должен быть распространен и на малозначимые породы с целью подавления конкурентов ценных рыб и истребителей их икры и мальков. Соответственно этой задаче должны быть подобраны орудия, места и сроки лова.

При оценке кормовой базы большое значение имеет количественный учет организмов дна и планктона. Для определения их количества, приходящегося на определенную площадь, известную площадь дна, используют различные приборы: плавающие сети, планктоточерпатели, батометры, дночерпатели, тяловые трубки и т. п. В целях сравнения величин, характеризующих количественное развитие организмов, отсылают к кубическому метру, литру или кубическому сантиметру воды, а при учете биомассы чаще всего к квадратному метру дна, и лишь численности микроскопического населения грунта приводят к кубическому

санктикетру. Количество различных организмов для сопоставления выражают в числе особей, всего (сырым или после высушивания), в культурах, полученных при сактивации, и содержания углерода, азота, фосфора, жира 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 на единицу площади зеркала, поверхности дна или на единицу объема воды ($г/м^2$, $г/м^3$).

Большое теоретическое и практическое значение имеет динамика процесса преобразования масс организмов во времени водоеме в результате 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 в ходе фотосинтеза и хемосинтеза. 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 расположена вся цепь промежуточной продукции.

При равной биомассе популяции разных видов не могут в равной степени обеспечивать рыб кормом, так как у этих видов неодинаковы рост, плодовитость, скорость размножения, гибель от болезней, хищников, катастрофических изменений гидрологического режима и т. п.

Для кормовых организмов в свою очередь необходимо установить их кормовую базу и выедание хищниками. Таким образом выявляются пищевые связи, которыми скрывается объединены все организмы озер, начиная от растений, создающих первичную, до рыб, непосредственно используемых человеком. По мере трансформации при передаче органических соединений из звена 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-

змами, 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 питается многими видами организмов, поэтому пищевые цепи оживляются не обособленными, но связанными друг другом. Соответственно природе пищи и ее спектра (разнообразию объектов питания), среди гидробионтов различают естественных с узким набором потребляемых видов и зарифаток — с широким, последние преобладают. Сходство в пище приводит к общности за нее между популяциями разных видов, как это уже было отмечено на примере леща и ерша. При массовом развитии прежде недооцененного естественного вида или при недостатке общей пищи, рыбы легко могут переходить на питание новыми кормами. Это постоянное переклещивание обитателей пищевых отношений от одних звеньев к другим очень характерно для населения водоемов.

Мало установить качество и количество вещества, потребляемого с определенной скоростью из звена и звено пищевых цепей; необходимо установить причины зависимости между количеством и между пищей и водоемом, определяющие характер их развития, качество и количество потребляемой продукции. Лишь тогда станет возможным управление водоемом и его населением. В тех случаях когда причины выявить удалось, применимость их понимания подтвердил эффект проведенных на водоемах хозяйственных мероприятий. Это касается в первую очередь удобрения первичной продукции после внесения в водоем определенных минеральных и органических удобрений. Последующая масса увеличиваясь постепенно создает огромные количества продукции, хотя далеко не всегда она затем преобразуется и направляется, выгодном для рыбного хозяйства. Так например, удобрение может вызвать массовое развитие сине-зеленых водорослей, которые, однако, ядовиты, создаются для рыбы, почти не поедаются. В ряде случаев на рыбную продукцию положительно складывается закисление водоемов растительности с целью ее замещения микробной или микроскопическими водорослями. Неожиданный и практически успех приносило обогащение озер азотом видами животных. Так, в оз. Увильды Челябинской области преобладание в ихтиофауне плотва и окунь росли на разных этапах своего развития использовали обычный сазонток. Изучение озер в разные сезоны года установило, что его гидрологический режим и грунты подходят для существования сине. После их вселения общий годовой улов повысился с 1040 до 1880 г, причем сине составлял в нем 33,9%. После подброса же сине в оз. Таватуй стало давать 55 кг рыбы с га вместо 30. Рыбная продукция оз. Судобин в Белоруссии, когда его стали использовать для нагула карпа, поднялась с 35 кг с га до 126. Все же, несмотря на отдельные успеш-

ные результаты, причинные объяснения процессов, совершающихся в многообразных популяциях, населяющих озеро, сильно отстает от требований жизни и практически еще не располагает необходимыми ей руководящими теоретическими обобщениями.

Организмы связаны друг с другом не только плотными симбиотическими связями — жертва или соперничеством за использование пищевых ресурсов. В пределах озера и отдельного биотопа они объединены многими другими взаимоотношениями, обеспечивающими друг другу субстрат для прикрепления, убежище от врагов, оптимальный газовый режим, защиту от волнения и т. д. Не меньшее значение, чем непосредственное воздействие отдельных организмов друг на друга, имеют самые разнообразные косвенные механизмы гидробиотопов 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 слагающих видов, частотным соотношением особей и характером их взаимного воздействия. Взаимная обусловленность организмов в биотопе как непосредственными биологическими взаимоотношениями, так и опосредованными, опосредованными благодаря изменению неорганической и органической среды, находит свое отражение в представлении о б и о ц е н о з е. Главным для его характеристики являются биоценологические отношения между входящими в него организмами. Эти отношения воздействия, объединяющие организмы, могут быть более дробными, чем взаимодействия в рамках целых географических единиц. Так, в пределах обмелевшего озера на одной глубине можно встретить совершенно различные заросли кубышников, хвощов, рдестов — каждая со своим набором форм и биологических связей между ними. Значительную трудность при выявлении биоценозов в прудов, когда при их изучении в центре внимания была приспособленность к местобитанию или к биотопу, а не биологические зависимости масс организмов друг от друга, всегда соединенность животных. Многие из них легко оставляют одну группировку и переходят в другую, в то время как крупные растения неподвижны, а микроорганизмы их покрывают ковером в силу своих малых размеров и малой скорости передвижения. Приспосабливаясь к присутствию животных за случайный или случайный биологический элемент некая, так как, например, численности и даже качественный состав беспозвоночных биоценоза зачастую зависят от выедания их колющими стадами рыб, роль которых в биоценологических связях закономерна и велика. Качественную самостоятельность биоценоза не следует переоценивать; об этом говорит уже то, что большинство видов организмов может существовать в разных биоценозах.

Совершенно порочна концепция, трактующая биоценоз как организм высшего порядка, наделяющая его несуществующими качествами организованности, самостоятельной живой особи, и в то же время выходящая за пределы поиска специфических биологических закономерностей.

Признанием к раскрытию географических закономерностей является подход к озеру как к организму — воззрение, которое развивал известный немецкий лимнолог А. Тинеманн. Неправильно также утверждение о возможности рассматривать озеро как «микрорайон», в котором все процессы протекают в отрыве от окружающего ландшафта, а следовательно, и стока, внеком которого озеро является в действительности. Такая постановка противостоит задаче практики, которая всегда заинтересована в изменении относительной обособленности озера, в концентрации его ресурсов в благоприятный оборот путем все возрастающих внешних воздействий.

Непримем еще неужитый подход к озеру на основе принципа равновесия, который направляет внимание на баланс приходящих и уходящих веществ, а не на внутренние и внешние факторы развития водоема.

Озеро — действительно резко ограниченный природный объект с биологическими и географическими явлениями, представляющий наблюдателю в акте наблюдения единство. Изучение этого единства составляет задачу биологического раздела лимнологии. Вместе с другими его разделами он обеспечивает общее представление об озере в рамках лимнологии, дисциплины географической, которая в свою очередь является лишь частью учения о материковых водах, объединенных процессом стока. Только учитывая положение озера в процессе стока, можно раскрыть, например, причины таких явлений, как истощение, заболачивание, охриплость котловинными илами, развитие овражных котловин или осушения котловин, требующих осушения котловин для построения своих искусственных водоемов. В то же время биогенные соли, газы, тепло, свет, поступающие в озеро, преобразуются соответственно свойственным ему закономерностям. Понимание природы происходящих в нем превращений — еще более существенная задача озераведения, чем подсчет разницы между поступлением и оттоком вещества и энергии.

Массы разнообразных организмов, объединенные биологическими связями или взаимоотношениями через неорганическую среду, слагаются в соответствии с имеющимся устройством в характерное озерное население¹. Взаимодействие на отдельные их группы в его состав массовые популяции отливается на развитии остальных и на всей биологической

¹ Иногда его называют биотопом.

структуре водоема (С. Д. Муравьевский, 1946). Поэтому, памятуя о сущности растительности как удобрения водоема и влиянии рыбной численности на нее, например, задавать об условиях вылова материнного косяка или задавать выловы-бонеры. В условиях социалистического хозяйства использование озер становится комплексным.

На взаимности влияния 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 одной из популяций одного вида, как правило, открывает дополнительные жизненные возможности для популяций других видов. Это увеличение одной популяции 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 взаимное друг с другом противоположности, и задача увеличения продукции одной популяции как необходимой противоположности поднимает вопрос о подавлении развития других. Так было в приводе примера с лещом и ершом, когда борьба с последним была в первую очередь средством увеличения вылова из водоема ценной рыбы. В некоторых случаях, например, при

сокращении вылова косяков рыбы истребления их лещом или хитроумием, задача сокращения их численности кровососущих насекомых имеет до полного их уничтожения ставится в первую очередь, а разделение их вылова рыбы камбузы или средством уменьшения вылова из водоема предного кровососа.

Из этих примеров видно, что как в озере увеличение, так и уменьшение продукции лежат основе биологических связей между популяциями популяций, популяций и обстоятельств географической среды — 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 биологической или одной из них, не свободны от ошибок по известным причинам, вследствие чего не удается. Изучение совокупности биологических и биогенетических явлений, обеспечивающих воспроизводство в водоеме масс организмов, изучение, стоящее перед нами, путем каких хозяйственных мер можно оптимизировать из водоема в виде продукции возрастание 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. Советская наука, М., 1951.
Карленин Г. С. Основы биологической продуктивности водоемов. Издательство, М., 1952.
Муравьевский С. Д. Пути повышения вылова биологической продуктивности водоемов. Материалы, Материалы, 1956, т. XV, вып. 2.
Пухляков Е. В. Динамика рыб. «Советская наука», М., 1944.
Сидор М. Г. Основы рыбной ловли. Материалы, М., 1944.
Отдел рыбного хозяйства и промысловых исследований. 1950, т. 1, вып. 2.
Сидор М. Г. Основы рыбной ловли. Материалы, М., 1944.
«Труды Всесоюзной конференции по изучению рыбного хозяйства» 17—20 декабря 1944 г. Гидрометиздат, М., 1945.
Шаталов Г. А. Рыбный промысел. Сб. «Вопросы промысла рыбы» (СР), т. III. Изд. АН СССР, М.—Л., 1950.
Чернов В. И. Рыбный промысел и его значение. Пресс-издательство, М., 1950.

Журнал Всесоюзной Академии наук

СЕРИЯ ФИЗИКА

Редактор Г. А. Петрова

Технический редактор Г. М. Гурьева

ОПЕЧАТКИ

Стр.	Сторона	Напечатано	Следует читать
40	10-й лист	$X + Y_{10} +$	$X + Y_{10} +$
49	8-й лист	$Y_{10} + Y_{10} + Y_{10} +$	$Y_{10} + Y_{10} + Y_{10} +$
58	8-й лист	перевод	перевод
16	21-й лист	$Q_1 - Q_2 + Q_3 - Q_4 + Q_5 -$	$Q_{10} - Q_{11} + Q_{12} - Q_{13} - Q_{14} -$
74	15-й лист	Q_1	Q_{10}
49	5-й лист	Q_1	Q_{10}
10	9-й лист	$-1.20 \cdot 10^{-7} (273 + t_1)$	$-1.50 \cdot 10^{-7} (273 + t_1)^4$
121	18-й лист	среднее значение	среднее значение
122	10-й лист	$= \frac{1}{2} \sum_{i=1}^n$	$= \frac{1}{2} \sum_{i=1}^n$
131	12-й лист	$= \frac{1}{2} \sum_{i=1}^n$	$= \frac{1}{2} \sum_{i=1}^n$
143	1-й лист	(C_{10}) (Достоверность, как параметры модели) (C_{10})	(C_{10}) (Достоверность, как параметры модели) (C_{10})
198	5-й лист	$\frac{d\omega}{dt}$	$\frac{d\omega}{dt}$
199	7-й лист	$\frac{d\omega}{dt}$	$\frac{d\omega}{dt}$
212	6-й лист	перевод	перевод
215	17-й лист	перевод	перевод
221	17-й лист	$NaCO_3$	Na_2CO_3
300	15-й лист	перевод	перевод
324	19-й лист	дан из таблицы	дан из таблицы

(1712 - 1711)

Сдано в набор 11.V. 61 г. Подготовлено к печати 26.IX. 61 г. (1-1049) Формат 60x92 $\frac{1}{2}$. Подл. л. 21,0. Уч.-изд. л. 21,55. Подл. № 1153. Заказ 526. Тираж 4.000 экз. Цена 6 руб. С. 1.1. 1961 г. 80 экз.

Издательство Московского университета. Москва, Ленинские горы

Набрано и переведено в редакцию наборщиков наборной типографии имени А. А. Жданова Московского городского Коммунального Управления. Москва, Ж-54, Бауманская, 29

Сверено в типографии Издательства МГУ
Москва, Ленинские горы. Заказ 1712.