

Министерство высшего и среднего специального образования РСФСР

---

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ВОЛНЫ, ТЕЧЕНИЯ И ВОДНЫЕ МАССЫ  
ВОДОЕМОВ

Конспект лекций

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА  
ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ  
ИМЕНИ М. И. КАЛИНИНА

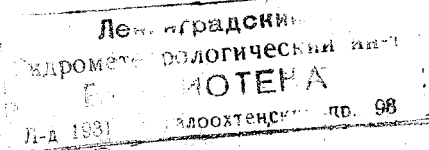
ЛЕНИНГРАД  
1980

УДК 556.55. (075.8)

*Одобрено Ученым советом  
Ленинградского гидрометеорологического института*

В пособии рассмотрены основные виды движения воды в озерах и водохранилищах (волны и течения), охарактеризованы водные массы, их свойства, типы, показано распространение в водоемах, приведены методы расчета параметров волн и течений, способы выявления и анализа водных масс. Пособие предназначено для студентов-гидрологов гидрометеорологических институтов и географических факультетов университетов.

Под редакцией профессора *Б. Б. Богословского*



Ленинградский гидрометеорологический институт (ЛПИ), 1980 г.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Движения воды и в первую очередь волны и течения оказывают существенное воздействие на все элементы гидрологического режима озеровидных водоемов, на распределение содержащихся в воде веществ и на условия жизни гидробионтов. С движениями воды связано и распределение в водоемах элементов антропогенного загрязнения.

Формирование водных масс, их свойства и распределение в водоемах также имеют первостепенное значение в гидрологических процессах и жизни гидробионтов.

Изучение движения воды и водных масс необходимо для научных и практических целей.

Отсутствие обобщения по динамике и водным массам озеровидных водоемов в учебной гидрологической литературе вызвало необходимость издания настоящего пособия.

Пособие предназначается для студентов гидрологической специальности гидрометеорологических институтов и государственных университетов и является продолжением издаваемых Ленинградским гидрометеорологическим институтом учебных пособий по гидрологии озер и водохранилищ (Б. Б. Богословский. Морфология и морфометрия озер и водохранилищ. Л., 1977; Б. Б. Богословский. Водный баланс и термика озер и водохранилищ. Л., 1979).

Оно включает три раздела: «Ветровое волнение» (автор канд. техн. наук Г. Г. Карасева, АН СССР), «Течения» (автор канд. геогр. наук А. С. Литвинов, Институт биологии внутренних вод АН СССР) и «Водные массы» (автор проф. Б. Б. Богословский, ЛГМИ). Содержание пособия отвечает соответствующим разделам курса Общей гидрологии.

## ВЕТРОВЫЕ ВОЛНЫ

Ветровые волны являются гравитационными, так как ветер — это та сила, которая при воздействии на водную поверхность выводит жидкость из состояния равновесия, а сила тяжести заставляет ее возвращаться в прежнее состояние. Благодаря инерции движение осуществляется в виде последовательных колебаний частиц воды, которые при достаточно большой глубине движутся по круговым орбитам и сообщают нижележащим слоям такое же движение, ослабляющееся по мере удаления от поверхности воды. Поэтому волнение с глубиной быстро затухает. Если глубина водоема ограничена, то трение о дно оказывает влияние на форму орбит: с глубиной они, уменьшаясь в абсолютных размерах, становятся все более вытянутыми и принимают форму эллипса, а в придонном слое частицы двигаются лишь в горизонтальном направлении. Видимая форма волны перемещается в пространстве в виде поступательного движения волн.

По внешнему виду формы волны волнение подразделяется на *двухмерное и трехмерное*. При двухмерном волнении формы волн правильные и симметричные, гребни волн строго параллельны с неизменной по длине гребня высотой волны. Двухмерное волнение встречается, как правило, лишь на открытых акваториях морей и океанов после окончания действия ветра.

На внутренних водоемах почти не встречаются ветровые волны правильной формы, так как воздействие даже постоянного по скорости и направлению ветра осуществляется в форме неодинаковых импульсов, передаваемых водной массе. Изменчивость ветра по направлению может вызвать присутствие в водоеме одновременно нескольких систем волн, которые, налагаясь друг на друга, создают сложную картину трехмерного ветрового волнения, гребни волн которого не создают правильной линии фронта, а располагаются как бы в шахматном порядке.

Форма и размеры волн определяются их элементами (рис. 1). На рис. 1 представлены *волновые колебания* в фиксированной точке водоема при прохождении через нее волн, а также *волновой профиль* — сечение взволнованной поверхности в фиксированный момент времени вертикальной плоскостью в *главном направлении распространения* волн.

**Средняя волновая линия** — горизонтальная линия, пересекающая запись волновых колебаний так, что суммарные площади выше и ниже этой линии равны.

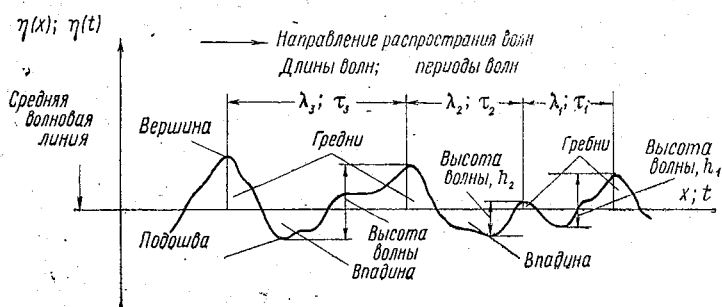


Рис. 1. Элементы волн:  $t$  — время,  $x$  — расстояние,  $\eta(t)$  — ординаты волновых колебаний,  $\eta(x)$  — сечение взволнованной поверхности в фиксированный момент времени в главном направлении распространения волн:  $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$  — длины волн,  $\tau_1, \tau_2, \tau_3$  — периоды волн.

**Главное направление распространения волн** — направление, перпендикулярное фронту волны. Для трехмерных волн оно определяется осреднением по большому числу гребней, для двухмерных волн оно является единственным и одинаковым для каждой отдельной волны. На глубокой воде главное направление распространения волн совпадает с направлением ветра.

**Фронт волны** — линия вершин гребней в плане.

**Гребень волны** — часть волны, располагающаяся выше средней волновой линии, **вершина волны** — самая высокая точка гребня.

**Впадина (ложбина) волны** — часть волны, располагающаяся между двумя соседними гребнями ниже средней волновой линии, **подошва волны** — самая низкая точка впадины.

**Высота волны  $h$**  — вертикальное расстояние между подошвой предыдущей впадины и вершиной последующего гребня.

**Длина волны  $\lambda$**  — горизонтальное расстояние между вершинами двух смежных гребней или подошвами двух смежных впадин.

**Высота и длина волн** — геометрические характеристики волнения с размерностью длины (средняя высота волн  $\bar{h}$  и высота заданной обеспеченности в данной системе  $h_{p\%}$ ,  $\bar{\lambda}$  — средняя длина волн и  $\lambda_{p\%}$  — длина заданной обеспеченности в данной системе волнения).

**Система волнения** — ряд последовательных волн (10, 20, 50, 100, 1000 и т. д.), развивающихся в определенных условиях.

**Период волнового колебания (волны)  $\tau$**  — промежуток времени, в течение которого частицы совершают полный оборот по

своим орбитам, или промежуток времени между прохождением вершин двух соседних волн через фиксированную точку водоема. Период, средний в системе волнения  $\bar{\tau}$  и заданной обеспеченности  $\tau_p\%$  — частотные характеристики волнения с размерностью времени.

*Скорость распространения волн  $c$*  — скорость перемещения гребня волны в главном направлении ее распространения (расстояние в секунду). Скорость распространения волны  $\bar{c}$  — кинематическая характеристика волнения с размерностью длины в единицу времени.

*Средняя крутизна волн  $\varepsilon$*  — отношение средней высоты волн в системе к средней длине — безразмерная характеристика волнения.

Для количественного описания элементов трехмерных или двухмерных волн используются осредненные параметры и элементы волн заданной обеспеченности в системе волнения, которые называются *статистическими характеристиками волнения*. Эти характеристики получают путем обработки непрерывной совокупности большого количества волн (волновых колебаний) — волнографных записей.

Колебательное движение частиц воды по круговым орбитам свойственно лишь волнам *зыби* — волнению, которое продолжается после прекращения действия ветра. Поэтому волны зыби называются свободным волнением, по форме — двухмерным.

Волны, вызванные ветром и находящиеся под его воздействием, называются *ветровыми* или *вынужденными*. Ветровое волнение — всегда трехмерное. Процесс передачи ветровой энергии воде пока еще недостаточно исследован, однако очевидно, что одновременно с приращением энергии за счет воздействия ветра происходит ее рассеивание (*диссипация*) в толще воды и грунте дна.

Двухмерное волнение — *регулярное*, элементы которого не изменяются во времени.

Трехмерное *ветровое* волнение — нерегулярное, элементы которого изменяются случайным образом.

Наложение друг на друга двух или нескольких систем волн называется *интерференцией*, особым случаем которой является *стоячая волна*, образовавшаяся при сложении прямой и отраженной от приглубого вертикального берега волны с одинаковым периодом и не имеющая поступательного движения. При встрече систем волн разных направлений иногда возникает сложное беспорядочное волнение отдельных бугров и впадин — *толчей*.

На отмели возникают прибойные волны, частично опрокидывающиеся, вследствие тормозящего влияния береговой отмели, с образованием *буруна* (*пенящегося водоворота*).

По стадии развития ветровое волнение делится на *нарастающее*, *установившееся* (развитое) и *затухающее*.

Нарастающее волнение характеризуется тем, что размеры волн еще не достигли тех величин, которые они должны иметь при длительном действии ветра данного направления и скорости. Установившееся волнение характеризуется тем, что рост волн прекращается, несмотря на дальнейшее увеличение скорости ветра. Многие исследователи считают, что это явление наступает при соотношении между скоростью распространения волн и ветра, равном 0,8, так как в этом случае величина передаваемой ветром водной поверхности энергии будет равна ее диссипации, а кроме того, сама величина передаваемой ветром энергии будет уменьшаться, вследствие усиления поступательного движения волн.

Затухающее волнение имеет место, когда, несмотря на затухание ветра, как причины движения волны, водная масса еще не пришла в равновесие. Высоты волн при затухающем волнении, как правило, ниже, чем при установившемся, и постепенно уменьшаются.

### ОСНОВНЫЕ ВОЛНООБРАЗУЮЩИЕ ФАКТОРЫ

Размеры ветровых волн зависят от действия ряда факторов, основными из которых являются: скорость и продолжительность действия ветра, вызывающего волнение; длина разгона — расстояние от подветренного берега до расчетной точки; глубина водоема и очертание береговой линии.

На внутренних водоемах (озерах и водохранилищах) влияние этих факторов проявляется иначе, чем на открытых акваториях морей и океанов, где основную роль в возникновении и развитии волн играет ветер, скорость и направление которого меняются по акватории, так как разгоны достигают сотен и даже тысяч километров. Глубины и очертания береговой линии воздействуют на волны лишь у берегов, в районах мелководий и у островов.

На внутренних водоемах, с их относительно небольшими размерами акваторий, направление и скорость ветра нередко можно считать постоянными по площади акватории и определять по данным наблюдений прибрежных метеостанций. Ограниченные размеры акваторий являются также причиной того, что на водохранилищах и озерах ветер в течение короткого времени развивает волнение до установившегося состояния, и волны достигают предельного развития уже через несколько часов после начала действия устойчивого по скорости ветра. При постоянном ветре статистические характеристики волнения не изменяются со временем. Критерии установившегося волнения на внутренних водоемах четко не определены, и разные исследователи оценивают его по-разному.

Таким образом, особенностью ветрового волнения на внутренних водоемах является его практическая независимость от дли-

тельности действия ветра. Волнение и затухает так же быстро вслед за ветром, поэтому на внутренних водоемах почти не встречается волн зыби.

Все водоемы или их участки по условиям воздействия глубины на волнение делятся на глубоководные — с глубинами больше половины длины волны ( $H > \frac{\lambda}{2}$ ), мелкоководные — с глубинами меньше половины длины волны и уклоном дна меньше 0,001 ( $H \leq \frac{\lambda}{2}$ ,  $i \leq 0,001$ ) и смешанные, т.е. в которых вдоль разгона имеют место как глубоководные, так и мелкоководные условия волнообразования, а уклоны дна принимают значения как больше, так и меньше 0,001. Из приведенных определений видно, что понятия «глубоководных» и «мелководных» водоемов относительны: одна и та же акватория может быть и глубоководной, и мелкоководной в зависимости от параметров волнения. В большинстве случаев на водохранилищах, вследствие сложности рельефа дна на пути разгона, глубина является одним из основных волнообразующих факторов, подлежащих учету при расчетах ветрового волнения. Количественное влияние глубины на формирование ветровой волны оценивается по-разному: одни исследователи предлагают учитывать глубину в точке расчета, другие — среднюю глубину на профиле разгона, третьи — смену глубин по расчетному профилю от участка к участку (метод «шагов»).

Роль глубины в формировании волн в условиях водохранилищ и мелких озер особенно значительна. Она тесно связана с морфометрическими особенностями водохранилищ, с режимом их эксплуатации, а значит, и с уровнем режимом. Например, на Рыбинском водохранилище, представляющем собой затопленное междуречье с глубинами 7—9 м, учет глубины совершенно необходим, так как в случае навигационной сработки водохранилища на 2 м (незаполнения водохранилища до нормального подпорного уровня — НПУ) глубина может существенно ограничивать рост волн на всей акватории. Напротив, на водохранилищах с высоконапорными плотинами (Братское, Красноярское) глубина практически не оказывает влияния на формирование волн, так как при глубинах от 20 до 100 м у плотины эти водоемы могут быть отнесены к глубоководным.

Для «смешанных водоемов» (Куйбышевское, Цимлянское водохранилища) характерно более значительное влияние глубины на высоту волны на верхних участках, чем в приплотинной части, близкой по условиям к глубокой воде. Ограничивающее влияние глубины на верхних участках становится особенно заметным в условиях летней сработки водохранилищ сезонного и многолетнего



регулирования, а также при незаполнении водохранилищ много-летнего регулирования до НПУ.

На крупных равнинных водохранилищах при колебаниях уровня в безледовый период 2—3 м значительно меняется площадь акватории, разгон волн и глубины. В связи с этим в расчетах ветрового волнения необходимо учитывать колебания уровня в безледовый период.

Воздействие глубины на ветровое волнение на замкнутых внутренних водоемах выражается также и в ограничении развития высот волн, когда по условиям разгона и скорости ветра волны могли бы расти. В таких случаях мы говорим о *действующем или предельном* разгоне при данных ветровых условиях, дальнейшее увеличение которого уже не влечет за собой развития волнения. При максимальных для внутренних водоемов скоростях ветра (20—25 м/с) величина действующего разгона составляет около 100 км.

Прибрежная полоса как глубоководных, так и мелководных водоемов делится на четыре зоны, в пределах которых условия волнообразования и характер волнения имеет свои специфические особенности.

В рассмотрении этих зон приняты следующие обозначения:  $H_{кр}$  — глубина, на которой разбиваются волны данной высоты ( $H_{кр} = 2 \bar{h}$ ),  $\lambda$  — средняя длина волны на глубокой воде,  $\bar{h}$  — средняя высота волн, которая могла бы наблюдаться на глубокой воде,  $\bar{h}_1$  — средняя высота волн, которая могла бы наблюдаться в любой точке второй зоны при условии, что  $H$  — глубина воды на границе между первой и второй зонами (переход от уклона  $i \leq 0,001$  к уклонам  $i > 0,001$ ).

*Первая зона — глубоководная* (если водоем глубоководный) или мелководная (если водоем мелководный).

*Вторая зона — зона трансформации волн*, распространяющихся из первой зоны к берегу в направлении уменьшения глубин. В глубоководных водоемах к ней относится прибрежная полоса воды с глубинами  $H_{кр} < H \leq \frac{\lambda}{2}$  и уклонами дна больше 0,001, а в мелководных — прибрежная полоса воды с глубинами  $H > H_{кр}$  и уклонами  $i > 0,001$ , где  $H_{кр} = 2 \bar{h}_1$ .

*Третья зона — зона прибой*, с глубинами  $H_{обр} < H \leq H_{кр}$ , где  $H_{обр}$  — глубина обрушения волн ( $H_{обр} = 0,65 H_{кр}$ ). В этой зоне, начиная с глубины  $H = H_{кр} = 2 \bar{h}$ , происходит процесс опрокидывания гребней наиболее крутых волн с образованием бурунов, которые затем периодически возникают на гребнях волн, распространяющихся к берегу. Значение  $\bar{h}$  выбирается в зависимости от условий во второй зоне.

Четвертая зона — зона наката, приурезовая, на границе которой при  $H_{обр} = 0,65 H_{кр}$  происходит окончательное разрушение всех волн и образование наката — прибойного потока воды на берег.

На внутренних водоемах со сложным рельефом дна по условиям волнообразования вторая и третья зоны могут занимать не только прибрежную полосу, но и располагаться на удаленных от берега мелководных участках водоема.

Одним из важных факторов, определяющих ветровое волнение на внутренних водоемах, является их конфигурация, изрезанность береговой линии и наличие на пути разгона различного рода препятствий (мысов, островов и т. п.), т. е. сложность контура береговой линии. Так, например, разгон при определении высоты вол-

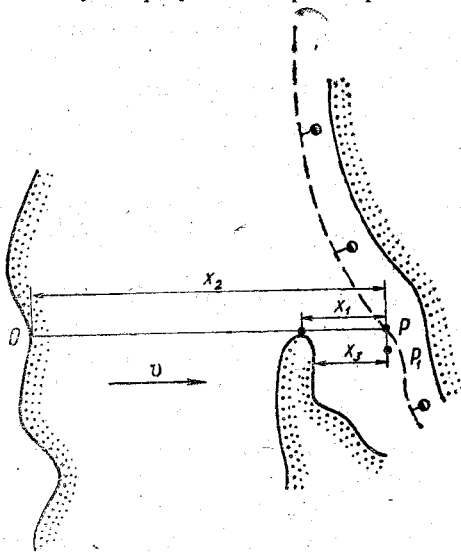


Рис. 2. Сложные условия распространения ветровых волн (условные обозначения см. с. 10)

ны в точке  $P$ , лежащей за островом (рис. 2), при направлении ветра  $v$  является неопределенным — может иметь два разных значения  $x_2$  и  $x_1$ . В действительности волны в этой точке формируются в результате наложения нескольких систем волн (одна от подветренного берега, другая — от острова) и высота волны определяется не разгоном, а конфигурацией подветренной части береговой линии.

Таким образом, в силу перечисленных особенностей волнообразования ветровое волнение на внутренних водоемах является достаточно сложным, трехмерным, а в силу ограниченной глуби-

ны крутизна волн значительно больше, чем у морских волн, и в среднем колеблется в пределах  $1/7—1/12$  вместо  $1/20—1/25$  в условиях моря.

В связи со всем вышеизложенным теоретические методы расчетов элементов волн, разработанные для морских условий, оказались непригодными для внутренних водоемов. Широкое развитие поэтому получили эмпирические методы расчетов элементов волн, а также полуэмпирические, основанные на использовании уравнения баланса волновой энергии с привлечением эмпирических коэффициентов. Очень перспективны в исследованиях ветрового волнения на водохранилищах, с их сложной конфигурацией, спектральные методы расчета.

### ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И РАСЧЕТА ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ НА ВНУТРЕННИХ ВОДОЕМАХ

В настоящее время принято делить основные направления в изучении волнения на следующие четыре группы: гидродинамическое, энергетическое, статистическое и спектральное.

О первом, самом древнем направлении, гидродинамическом, можно сказать, что большинство исследований относилось к безвихревым формам движения и изучались волны малой амплитуды на большой глубине. Ответ на вопрос о том, как из мелких, едва заметных, волн возникают громадные волны под действием ветра, это направление не дало. Кроме того, эта теория хорошо описывала волны, высота которых бесконечно мала, по сравнению с ее длиной. В природе этому условию удовлетворяют лишь длиннопериодные волны — приливные. Природе ветровых волн больше отвечает гидродинамическая теория ветровых волн Герстнера, которая относится к вихревым формам движения жидкости. Профиль волновой поверхности, согласно этой теории, очерчивается точкой, которая перемещается на окружности радиуса  $r_0$ , катящейся по

горизонтальной прямой линии ( радиус орбиты поверхностных частиц равен  $r_0 = \frac{\lambda}{2\pi}$  ), имеет вид трохойды. Теория Герстнера позволила установить зависимости между элементами короткопериодных волн и, хотя трохойдальная теория описывает законы развития волн зыби и совершенно не учитывает взаимодействие водной среды с воздушной, эти зависимости используются и в настоящее время при исследованиях и расчетах ветрового волнения (табл. 1).

В основе некоторых методов расчета ветрового волнения лежит уравнение волновой энергии В. М. Маккавеева, рассмотревшего вопрос о росте волн под действием ветра с позиции общего энергетического принципа. Согласно этому принципу, изменение энер-

Соотношения между элементами трохoidalных волн на глубокой и мелкой воде

	Для глубокой воды			Для мелкой воды		
	$\lambda$	$\tau$	$c$	$\lambda$	$\tau$	$c$
$\lambda$	—	$1,56 \tau^2$	$0,64 c^2$	—		
$\tau$	$0,8 \sqrt{\lambda}$	—	$0,64 c$	$0,8 \sqrt{\lambda c t h 2\pi \frac{H}{\lambda}}$		$0,8 c t h 2\pi \frac{H}{\lambda}$
$c$	$1,25 \sqrt{\lambda}$	$1,56 \tau$		$1,25 \sqrt{\lambda t h 2\pi \frac{H}{\lambda}}$		

гии всякой механической системы равно работе внешних сил за вычетом работы внутренних сил и диссипации энергии. Применение этого принципа к ветровым волнам позволило составить уравнение следующего вида:

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (V_E E) = M_V - E_\mu, \quad (1)$$

где  $E$  — количество волновой энергии на единицу площади взволнованной поверхности;  $V_E$  — скорость переноса волновой энергии;  $M_V$  — волновая энергия, получаемая от ветра;  $E_\mu$  — диссипация волновой энергии;  $x$  — расстояние по направлению действия ветра.

Подставляя в уравнение В. М. Маккавеева полученную каким-либо образом связь между высотой и длиной волны, получают одно дифференциальное уравнение в частных производных относительно высоты (или длины) волны как функции  $x$  и  $t$ . Энергетическое направление в изучении ветрового волнения, тесно соприкасающееся с гидродинамическим, обогатило теорию ветровых волн. Уравнение (1) послужило толчком для развертывания комплексных теоретических и экспериментальных исследований, доведенных до формул и графиков, и предназначенных для практических расчетов размеров волн. Большинство современных расчетных методов в той или иной степени опираются на решение уравнения и разработаны они как для глубокой, так и для мелкой воды. В целом, с помощью уравнения баланса волновой энергии изучено свойство изменения параметров волн под влиянием ветра, рельефа дна и других факторов.

С распространением инструментальных методов измерения волн — стереофотосъемки волн и волнографных записей, позволяющих получить непрерывную регистрацию элементов волн в фиксированной точке водоема в течение какого-то времени, стало

возможным применение методов математической статистики в изучении ветрового волнения, с помощью которых устанавливаются связи между значениями элементов волн и вероятностью появления этих значений при определенных условиях волнообразования. Эти связи называются функциями распределения элементов волн, а указанное направление в изучении волнения — статистическим. Одни функции распределения характеризуют вероятность появления элементов волн в системе волнения — *статистические*, другие — являются функциями распределения элементов волн во времени — *режимные*.

Современные исследования по статистическим функциям распределения позволили установить, что они для установившегося, развивающегося и затухающего волнения при одних и тех же условиях волнообразования различны. В то же время различаются функции распределения для условий глубокой и мелкой воды, т. е. существует зависимость функций распределения в системе от стадии развития волнения и от условий формирования волн. Это нашло свое отражение в графиках зависимости функций распределения от разгона и глубины (рис. 3). Графики построены в без-

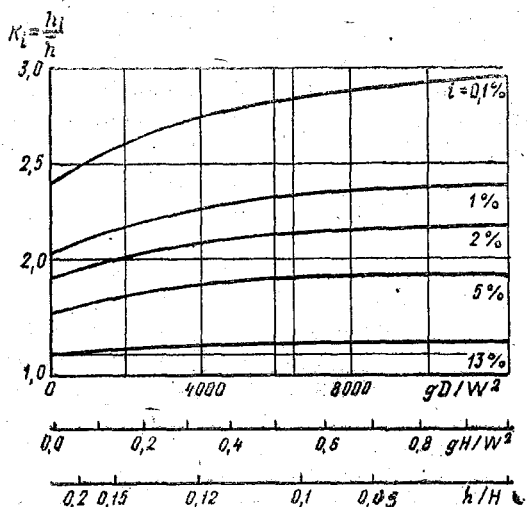


Рис. 3. График изменения функций распределения высот волн на глубокой и мелкой воде:  $D$  — разгон,  $W$  — скорость ветра,  $H$  — глубина,  $g$  — ускорение силы тяжести,  $h$  — высота волны

размерной форме  $\frac{gD}{W^2}$  и  $\frac{gH}{W^2}$ , которая дает возможность определять значения коэффициентов перехода от средней высоты волны

к высоте волны другой обеспеченности для любых соотношений разгонов, глубин и скоростей ветра.

Первые крупные работы по изучению режимных функций распределения появились лишь недавно (работы Л. Ф. Титова, И. Н. Давидана, Г. В. Ржеплинского).

Все наиболее известные методы расчета элементов волн используют методы математической статистики, которая при изучении ветрового волнения исследует внешнее разнообразие элементов волн и закономерности их появления, в то время как получившее в последнее время широкое распространение *спектральное* направление исследует особенности внутренней структуры волнения.

Известно, что любой сложный волновой процесс описывается совокупностью элементарных волн. При этом взволнованная поверхность рассматривается с позиции теории случайных процессов, так как сложение отдельных колебаний, формирующих сложный волновой процесс, происходит со случайным сдвигом фаз. Распределение энергии этих элементарных волн в зависимости от их длины и направления распространения называется энергетическим спектром волнения. При этом рассматривается удельная волновая энергия (количество ее на единицу площади взволнованной поверхности), приходящаяся на элементарные волны с частотами от  $\mu$  до  $\mu + d\mu$  и направлениями распространения от  $\Theta$  до  $\Theta + d\Theta$ . Эта величина является двумерным энергетическим спектром волнения (Крылов и др., 1969):

$$e(\mu\Theta) = \frac{1}{2} g \rho a^2(\mu\Theta), \quad (2)$$

где  $g$  — ускорение силы тяжести;  $\rho$  — плотность воды;  $a$  — амплитуда элементарной волны.

Спектральное направление исследований ветрового волнения особенно интенсивно развивается в последнее время после открытия взаимоотношений между энергетическим спектром волнения элементарных волн и видимой высотой волны. Большой вклад в отечественные исследования энергетического спектра внесли Ю. М. Крылов, И. Н. Давидан, Г. В. Матушевский и другие исследователи. Особенно большое практическое значение имеет применение спектральных методов расчета для водоемов сложной конфигурации и замкнутых акваторий.

## ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТОДОВ РАСЧЕТА ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ НА ВНУТРЕННИХ ВОДОЕМАХ

В основу расчета волнового режима при проектировании самых первых крупных водохранилищ положены эмпирические расчетные методы В. Г. Андреенова, Н. Д. Шишова и Е. А. Дьяковой.

В. Г. Андреенов получил свои формулы в результате анализа наблюдений, проведенных Беломорстроем в 1931—1932 гг. на озерах Выг, Онежское и др. Элементы волн определялись визуально, из материалов наблюдений выбраны только случаи установившегося волнения. В результате такого отбора получено 116 наблюдений над высотой волны и 46 наблюдений над длиной волны. Величина разгона колебалась от 3 до 30 км, а скорость ветра — от 5 до 15 м/с. Полученные зависимости имеют вид:

$$h = 0,0208 W^{5/4} D^{1/3}, \quad (3)$$

$$\lambda = 0,3 W D^{1/2}, \quad (4)$$

где  $W$  — скорость ветра, м/с,  $D$  — длина разгона, км.

При скорости ветра больше 15 м/с формула (3) имеет вид:

$$h = 0,025 W^{5/4} D^{1/3}. \quad (5)$$

Продолжительность роста волн (в часах)  $t$  определяется по формуле

$$t = 0,673 W. \quad (6)$$

Предельная длина разгона, на котором волны могут достигнуть максимальной высоты, определяется из соотношения

$$D = 1,46 W^2. \quad (7)$$

Формулы составлены для так называемой средневысокой волны. В результате последующей проверки формулы на базе инструментальных наблюдений установлено, что обеспеченность этой волны близка к 4%.

Формулы Н. Д. Шишова получены на материалах наблюдений на внутренних водоемах с разгонами от 70 до 90 км. В формулы введен учет средней глубины на профиле разгона:

$$h = a W D^{1/3}, \quad (8)$$

$$\lambda = b W D^{1/3}, \quad (9)$$

где коэффициенты « $a$ » и « $b$ » зависят от средней глубины водоема; « $a$ » меняется от 0,021 при глубине 2—4 м до 0,046 — при глубинах 30—35 м; « $b$ » — соответственно от 0,18 до 0,71.

Эмпирические формулы Е. А. Дьяковой получены по материалам наблюдений на Северном Каспии:

$$h_{\text{ср}} = 0,0186 W^{0,71} D^{0,24} H^{0,51}, \quad (10)$$

$$h_{\text{max (15\%)}} = 1,61 h_{\text{ср}}, \quad (11)$$

где  $H$  — глубина в расчетной точке.

Следует заметить, что на формирование волн гораздо большее влияние оказывает смена глубин по профилю разгона, а не только в расчетной точке.

Особняком от эмпирических формул стоят методы расчета элементов волн, основанные на учете баланса волновой энергии — методы А. П. Браславского и Н. А. Лабзовского, которые разработаны специально для условий водохранилищ.

А. П. Браславский (1952), интегрируя уравнение В. М. Магкавеева в пределах участка длиной от  $x_n$  до  $x_{n+1}$  и пометчая все элементы волн в соответствующих сочетаниях индексами  $n$  и  $n+1$ , получил уравнение баланса волновой энергии для установившегося волнового состояния водоема:

$$\gamma \frac{h_{n+1}^2 U_{n+1}}{8} = \gamma \frac{h_n^2 U_n}{8} \int_{x_n}^{x_{n+1}} R_1 dx - \int_{x_n}^{x_{n+1}} R_2 dx, \quad (12)$$

где  $\gamma$  — объемный вес воды,  $x$  — расстояние по направлению движения волн,  $U$  — групповая скорость волн или скорость передачи энергии вдоль разгона\*,  $\bar{R}_1$  — осредненное во времени количество энергии, подводимое за единицу времени извне к объему  $dxH$  ( $H$  — глубина водоема в данном пункте),  $\bar{R}_2$  — осредненное во времени количество энергии, теряемое за единицу времени в том же объеме воды  $dxH$ .

Структура формулы, связывающей  $\bar{R}_1$  со скоростью ветра, размерами и скоростью волн, получена на основе схемы процесса увеличения энергии волнения при воздействии ветра на волнующуюся поверхность, предложенной В. М. Магкавеевым. Потери волновой энергии были разделены А. П. Браславским на три части:  $R_{2л}$  — диссипация энергии волнующейся поверхностью;  $R_{2в}$  — потери энергии внутри водной массы;  $R_{2г}$  — потери энергии внутри грунта дна. Потери волновой энергии определялись эмпирически на основе материалов наблюдений на мелководных водохранилищах, озерах, морях.

Обеспеченность получаемой высоты волны в системе волнения равна 1%, причем автор считает, что имеет место хорошее совпадение кривых обеспеченности высот волн в системе волнения с кривой распределения первого типа Пирсона, что было впервые

\* Групповая скорость волн с помощью ряда формул гидродинамики выражается через высоту и крутизну волны и глубину водоема.



установлено Е. М. Селюк в 1943 г. На основе этого автором приведена система переходных коэффициентов от одной обеспеченности в системе к другой.

Скорость ветра принималась на высоте 10 м над водной поверхностью. Для использования данных о ветре, полученных по измерениям на другой высоте над водной поверхностью, приводятся графики и таблицы переходных коэффициентов, позволяющих привести скорость ветра к высоте 10 м над уровнем водоема.

В окончательном виде уравнение (12) имеет вид:

$$h_{n+1} = \left[ \frac{U_n}{U_{n+1}} h^2 + \frac{8}{U_{n+1}} (x_{n+1} - x_n)(\bar{R}_1 - \bar{R}_{2д} - \bar{R}_{2в} - R_{2г}) \right]^{0.5} \quad (13)$$

Решение уравнения производится подбором, так как в его правую часть входит величина  $U_{n+1}$  (групповая скорость волн в конце расчетного участка), а эта величина в свою очередь зависит от  $h_{n+1}$ . То же относится и к значениям  $\bar{R}_1$  и  $\bar{R}_2$ . Автором построены расчетные номограммы вида  $h = f(H, D, W)$  для условий горизонтального дна водоема с поправкой на уклон. Номограммы построены для разных значений скоростей ветра: 5, 10, 20, 30 м/с и для разных грунтов дна — песчаных и суглинистых, и глинистых.

Метод А. П. Браславского нашел очень широкое применение в практике инженерных расчетов на водохранилищах. Методически расчет ведется по отдельным участкам расчетного профиля и начинается от подветренного берега. Участки определяются однородными характеристиками глубин и уклонов дна, расчетная высота волны, полученная в конце первого участка, является исходной при определении высоты волны на втором участке и т. д. — «метод шагов».

Метод Н. А. Лабзовского также основан на использовании теоретических положений В. М. Маккавеева. Автор рассматривает установившееся волнение и пренебрегает рассеиванием энергии. При этом первый и последний члены уравнения баланса волновой энергии становятся равными нулю. В результате решения в указанных условиях уравнения волновой энергии Н. А. Лабзовским получен ряд формул для определения элементов волн:

$$h = 0,073 W \sqrt{\varepsilon D}, \quad (14)$$

$$\lambda = \frac{1}{\varepsilon} h = 0,073 W \sqrt{\frac{D}{\varepsilon}} \quad (15)$$

$$c = \sqrt{g \frac{\lambda}{2\pi}} = 0,0338 W^{1/2} \left(\frac{D}{\varepsilon}\right)^{1/4}, \quad (16)$$

$$\tau = \frac{\lambda}{c} = 0,216 W^{1/2} \left(\frac{D}{\varepsilon}\right)^{1/4} \quad (17)$$

где  $h$ ,  $\lambda$ ,  $c$  и  $\tau$  — соответствующие элементы ветровых волн, а  $\varepsilon$  — крутизна.

Автором выведены эмпирические формулы для определения предельного разгона и крутизны волны:

$$D_{\text{пред}} = 30,0 W^2 \varepsilon, \quad (18)$$

$$\varepsilon = \frac{1}{0,9(100 + W^2)^{1/2}}. \quad (19)$$

Кроме того, в формулу (14) автором введен коэффициент « $k$ », отражающий более интенсивное развитие волн в начале разгона

$$k = 1 + e^{0,4 \frac{D}{W}}. \quad (20)$$

В окончательном виде формула высоты волны принимает вид

$$h = 0,073 kW \sqrt{D\varepsilon}. \quad (21)$$

Высоты волн, получаемые по методу Н. А. Лабзовского, имеют обеспеченность, близкую к 1% в системе волнения, а длины — к 50%. Практически все элементы волн определяются по таблицам и номограммам в зависимости от длины разгона и скорости ветра.

На современном этапе в практике инженерных расчетов используются лишь методы А. П. Браславского и метод Н. А. Лабзовского. Остальные из указанных выше расчетных методов имеют уже чисто историческое значение, сослужив свою службу на заре отечественного гидростроительства.

По оценке Г. Г. Карасевой результаты расчетов по методу А. П. Браславского дают несколько заниженные результаты (до 15%) для всех диапазонов разгонов, глубин и скоростей ветра, что объясняется, видимо, тем, что эмпирические коэффициенты, входящие в расчетные формулы, получены в основном на мелководном Рыбинском водохранилище.

Расчеты по методу Н. А. Лабзовского приводят к некоторому завышению высот волн (до 10%) на малых разгонах (до 5 км) и к занижению высот волн (на 15—20%) на разгонах свыше 5 км.

В современных нормативных документах по расчетам ветрового волнения (СНиП 1976) большое место занимает учет контура береговой линии, что особенно важно для внутренних водоемов с их сложной конфигурацией береговой линии. Это стало возможным при внедрении в практику инженерных расчетов спектрального метода (углового энергетического спектра).

## ПРИМЕНЕНИЕ СПЕКТРАЛЬНЫХ МЕТОДОВ РАСЧЕТА ДЛЯ АНАЛИЗА ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ НА ВНУТРЕННИХ ВОДОЕМАХ

Спектральный метод расчета высот волн позволяет подойти к анализу физической сущности процесса. Сложение отдельных элементарных колебаний, формирующих сложный вид взволнованной поверхности, происходит со случайным сдвигом фаз и направлений, что придает явлению вероятностный характер и позволяет рассматривать его с позиции теории случайных процессов.

Двумерный спектр полностью определяет модель взволнованной поверхности (Крылов и др., 1969) и является внутренней характеристикой волнового процесса. Мы его не видим непосредственно, а наблюдаем лишь результат взаимодействия всех спектральных составляющих, поэтому наблюдаемые волны также являются случайными величинами. Угловой энергетический спектр дает информацию о распределении энергии элементарных волн в зависимости от направления их распространения и равен интегралу от двумерного спектра по всем частотам.

Впервые аналитическая функция углового распределения энергии волн выявлена Р. Артуром и В. Пирсоном и имеет вид

$\frac{2}{\pi} \cos^2 \Theta$ , где  $\Theta$  — направление распространения элементарной плоской волны. Эта функция была подтверждена более поздними эмпирическими исследованиями углового спектра волнения и использована при разработке метода расчета ветрового волнения на водоемах со сложной конфигурацией береговой линии. При этом в качестве критерия сложности берегового контура принято соотношение  $\frac{d}{D}$ : контур береговой линии может считаться простым, если  $\frac{d}{D} > 1/2$ , где  $D$  — самый длинный, а  $d$  — самый короткий лучи, проведенные из расчетной точки в секторе  $\pm 45^\circ$  от основного направления ветра до пересечения с подветренным берегом, при условии, что в этом секторе на расстоянии, меньшем  $d$ , отсутствуют препятствия с суммарным угловым размером больше  $22,5^\circ$  (рис. 4).

На рис. 4 в точку  $P$  приходят спектральные составляющие с направлениями от  $-\frac{\pi}{2}$  до  $+\frac{\pi}{2}$  относительно основного направления ветра. Если луч какой-либо элементарной волны встречает на своем пути береговую линию, то ее энергия в зоне приобоя полностью гасится. Энергия элементарной волны определяется только проекцией луча волны на направление ветра. Формирование волнового поля происходит по законам геометрической оптики.

На рис. 4 в точку  $P$  приходят спектральные составляющие с направлениями от  $-\frac{\pi}{2}$  до  $+\frac{\pi}{2}$  относительно основного направления ветра. Если луч какой-либо элементарной волны встречает на своем пути береговую линию, то ее энергия в зоне приобоя полностью гасится. Энергия элементарной волны определяется только проекцией луча волны на направление ветра. Формирование волнового поля происходит по законам геометрической оптики.

На рис. 4 в точку  $P$  приходят спектральные составляющие с направлениями от  $-\frac{\pi}{2}$  до  $+\frac{\pi}{2}$  относительно основного направления ветра. Если луч какой-либо элементарной волны встречает на своем пути береговую линию, то ее энергия в зоне приобоя полностью гасится. Энергия элементарной волны определяется только проекцией луча волны на направление ветра. Формирование волнового поля происходит по законам геометрической оптики.

Связь между высотой волны и угловым спектром выражается соотношением

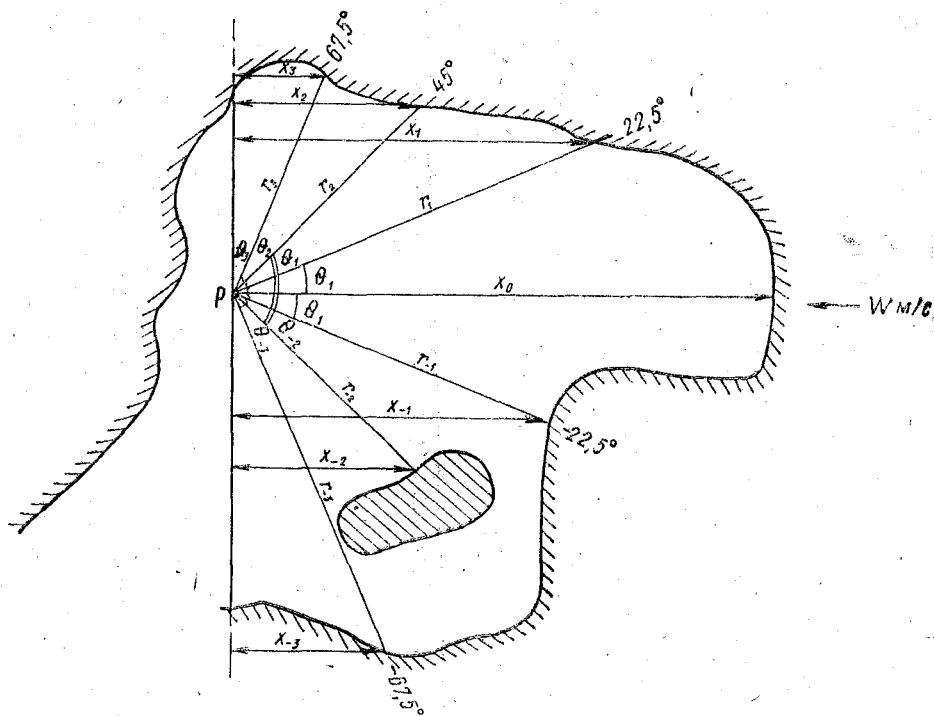


Рис. 4. Спектральные составляющие волнения на участке водоема со сложной береговой линией (условные обозначения см. с. 19)

$$h = [\sum h_0^2(x_i^*, W) \Delta E]^{1/2}, \quad (22)$$

где  $h_0$  — высота волны при ветре скоростью  $W$  м/с и разгоне  $x_i^* = r(\theta) \cos \theta$  от берега,  $r(\theta)$  — расстояние от подветренного берега до расчетной точки по направлению  $\theta$ ,  $\theta_i$  — угол между направлением ветра и данной спектральной составляющей,  $\Delta E$  — доля энергии (в долях от 1), которой обладают спектральные составляющие, имеющие направления распространения от  $\theta_i - 1/2 \Delta \theta$  до  $\theta_i + 1/2 \Delta \theta$ ,  $\Delta \theta$  — принятая угловая ширина сектора в зависимости от числа спектральных составляющих.

Величина  $\Delta E$  определяется как разность  $E$  по таблице для каждого из направлений в секторе от  $+\frac{\pi}{2}$  до  $-\frac{\pi}{2}$ , на основе

функции  $\frac{2}{\pi} \cos^2 \Theta$  и меняется в пределах от 0 при  $\Theta = +\frac{\pi}{2}$  до 0,5 при  $\Theta = 0$ . В большинстве случаев удовлетворительные результаты получаются при учете семи секторов с угловой шириной  $22,5^\circ$  каждый. В этом случае формула (22) принимает вид:

$$h = 0,1 \sqrt{25 h_0^2 + 21(h_1^2 + h_{-1}^2) + 13(h_2^2 + h_{-2}^2) + 3,5(h_3^2 + h_{-3}^2)}, \quad (23)$$

где  $h_n$  (при  $n=0, \pm 1, \pm 2, \pm 3$ ) — высоты волн, которые должны приниматься по расчетной скорости ветра и разгону  $D_n$ , равном проекции лучей на направление главного луча, совпадающего с направлением ветра (см. рис. 4). Лучи проводятся из расчетной точки до пересечения с линией берега в направлениях  $\Theta = 22,5^\circ n$  от главного луча. Расчет ведется по каждой угловой составляющей по тому или иному расчетному методу.

Анализ многолетних наблюдений за ветровым волнением на внутренних водоемах (водохранилищах и озерах — около 12 тыс. точек), выполненный Г. Г. Карасевой на основе учета сложности берегового контура и дифференциации условий глубокой и мелкой воды, позволил установить следующую зависимость высот волн от волнообразующих факторов на глубокой воде для внутренних водоемов:

$$\frac{gh_{1\%}}{W^2} = 0,00833 \left( \frac{gD}{W^2} \right)^{0,37} \quad (24)$$

где  $h_{1\%}$  — высота волны обеспеченностью 1% в системе, м,  $D$  — разгон в м,  $W$  — скорость ветра, м/с.

На современном этапе в результате анализа и обобщения данных исследований ветрового волнения различных авторов получена номограмма для расчета характеристик ветровых волн, которая рекомендуется в СНиП (П-57-75) (рис. 5). Верхняя огибающая номограммы, приведенная к обеспеченности 1% в системе волнения, близка к результатам расчетов по зависимости (24) (расхождение составляет не более 10%).

Для перехода от средней высоты волны в системе к высоте волн любой обеспеченности нужно среднюю высоту волны с номограммы (рис. 5) умножить на коэффициент  $k_i$ , который характеризует изменение функций распределения высот волн в зависимости от безразмерного разгона (для глубокой воды) или от безразмерной глубины (на мелкой воде). Величина коэффициента  $k$  определяется для  $\frac{gD}{W^2}$  и для  $\frac{gH}{W^2}$  и берется меньшее значение (см. рис. 3).

Для условий водохранилищ и озер с их относительно небольшими разгонами для расчета высот волн на мелкой воде может

быть использована величина средневзвешенной глубины на профиле разгона, при этом величина  $\frac{gH}{W^2}$  на рис. 5 принимается соответствующей значению  $\frac{gH_{\text{ср ввв}}}{W^2}$ .

*Определение высоты волны в прибрежной зоне* осуществляется с учетом трансформации и рефракции волн. Явление трансформации связано с тем, что на мелководье с большими уклонами дна происходит процесс торможения подошвы волны и перераспределения орбитальной скорости движения частиц и энергии волны. В результате гребень приобретает большую скорость и после прохождения критической глубины происходит опрокидывание волны. Расчет трансформации волны довольно сложен, с целой системой коэффициентов, определяемых по специальным графикам на основе соотношения между длиной волны и глубиной, учета уклонов дна и величины критической глубины. Расчет ведется последовательно: для первого обрушения волны на соответствующей глубине, для второго обрушения и т. д. Поскольку расчеты трансформации волн являются очень трудоемкими, требуют использования большого числа графиков, они приведены в специальных руководствах и в данном пособии не приводятся.

Для приближенных расчетов *высоты вкатывания волны на откос* с уклоном меньше  $45^\circ$  и глубинами меньше критических может быть использована формула Н. Н. Джунковского, которая дает результаты, близкие к наблюдаемым:

$$h_b = 3,2 kh \operatorname{tg} \alpha, \quad (25)$$

где  $h_b$  — высота вкатывания волны от спокойного горизонта,  $k$  — коэффициент, зависящий от шероховатости стенок (для каменной наброски  $k=0,77$ , для каменной стенки  $k=1,0$ ),  $h$  — высота волны,  $m$ ,  $u$  — стенки,  $\alpha$  — угол наклона стенки (от  $14$  до  $45^\circ$ ).

В случае необходимости более точного определения высоты наката волны на берег откосного типа или инженерных расчетов воздействия волны на откосную стенку используются также специальные руководства, однако расчеты по формуле Н. Н. Джунковского по результатам близки к ним и мало уступают по точности.

### ВНУТРЕННИЕ ВОЛНЫ

Известно, что на крупных и глубоководных водоемах обычно не бывает однородной массы воды. Если с глубиной не меняется соленость, то, как правило, меняется температура воды, наблюдается термическая стратификация и связанная с ней стратификация плотности воды. Даже незначительные величины верти-

кального градиента плотности достаточны для образования внутренних волн, которые могут наблюдаться даже при спокойной поверхности воды. Внутренние волны достигают иногда очень больших размеров, гораздо больших, чем поверхностные волны. С внутренними волнами приходится считаться в подводном плавании, при строительстве гидротехнических сооружений и т. д.

По своей сути внутренние волны являются естественной реакцией стратифицированных по глубине вод на внешние силы, поэтому возникновение внутренних волн вполне закономерно. Это связано с тем, что любая частица в стратифицированной воде может находиться в покое только на той глубине, которая соответствует ее плотности. Внутренние волны, как и любое волновое движение, представляет собой колебание частиц около положения равновесия на различных глубинах в воде с изменяющейся плотностью. Под действием какой-либо внешней силы вызывается нарушение равновесия слоев, в результате чего происходит погружение частицы воды на глубину, зависящую от градиента плотности и приложенного усилия. Высота внутренних волн может возрастать до тех пор, пока не будет преодолена устойчивость этих слоев, после чего вместо внутренних волн возникают вихри и перемешивание между слоями.

Амплитуда внутренних волн может превышать амплитуду поверхности волн в десятки раз. Как известно, плотность воды в 1000 раз больше плотности воздуха. При подъеме кубического метра воды на 1 м в среде с разной плотностью совершается работа, равная  $g(\rho_2 - \rho_1)/\rho_2$ , где  $\rho_2$  и  $\rho_1$  соответственно плотность нижнего и верхнего слоя. Чтобы произвести работу, равную по величине работе в среде с большей плотностью, чем воздух, частицы в волне должны подняться выше. Это обусловлено тем, что разность плотности частиц, поднимающихся в воде, и плотности окружающей воды становится меньше, чем при подъеме в воздухе. Для сохранения одной и той же величины работы незначительная разность плотностей должна компенсироваться увеличением пути, т. е. возрастанием амплитуды волны. Соотношение высот поверхностных и внутренних волн выражается формулой

$$\frac{h_1}{h_2} = - \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} \cdot \frac{H_2}{H_1 - H_2}, \quad (26)$$

где  $h_2 \rho_2 H_2$  — характеристики нижележащего, а  $\rho_1 h_1 H$  — вышележащего слоя.

Знак минус показывает, что колебания поверхностных и внутренних волн проходят в противоположных фазах.

Для периода и скорости распространения внутренних волн могут быть использованы следующие формулы:

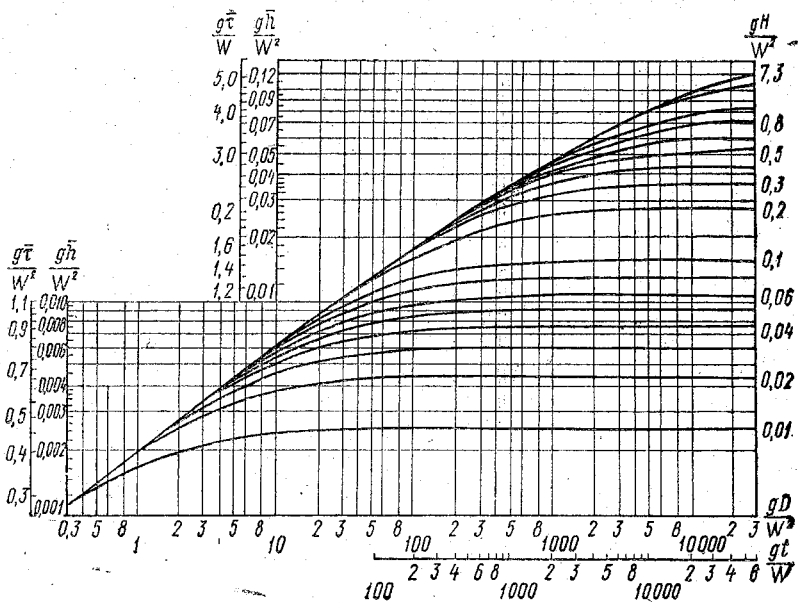


Рис. 5. Номограмма для определения элементов ветровых волн в глубоководной и мелководной зонах водоема:  $D$  — разгон,  $H$  — глубина,  $W$  — скорость ветра,  $g$  — ускорение силы тяжести,  $t$  — время,  $h$  — средняя высота волн,  $\tau$  — период волны

$$\tau = 2\pi \sqrt{\frac{\rho}{g\Gamma}}, \quad (27)$$

где  $\Gamma = \frac{\partial \rho}{\partial H}$  — максимальный вертикальный градиент плотности.

$$c^2 = gh^2 \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2}, \quad (28)$$

Надежный расчет внутренних волн при различных конкретных обстоятельствах пока еще не возможен и это вынуждает обращаться к наблюдениям.

Гипотеза о воздействии внутренних волн на берег впервые была высказана Н. Н. Зубовым, а приближенная формула для расчета давления, вызываемого ударом внутренних волн при ударе о берег, выведена В. В. Шулейкиным

$$P_2 = P_1 \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} \left( 1 - 4\pi \frac{H_x}{\lambda} \right). \quad (29)$$



Соотношение показывает, что на глубине  $H_2$  давление  $P_2$ , вызываемое ударом внутренних волн, больше, чем давление  $P_1$  на поверхности водоема. Однако отчетливая граница между слоями различной плотности стирается при сильном шторме в результате турбулентного перемешивания и соотношение (29) применимо лишь к волнению средней силы.

## ТЕЧЕНИЯ

Течения озер и водохранилищ представляют собой горизонтальные перемещения водных масс под действием различных гидрометеорологических факторов, к числу которых относятся ветер, приток воды с водосбора и сток из водоема, плотностная неоднородность, изменение атмосферного давления и другие.

Основными характеристиками течения являются его скорость и направление. Направление течений указывает, куда движутся переносимые ими массы воды, и выражается либо в градусах, либо в румбах. Скорость течения измеряется в см/с или м/с. Кроме того, характеристиками течения могут служить продолжительность его действия (постоянное или переменное), глубина (поверхностное или глубинное), физико-химические свойства перемещаемой им воды, например температура (теплое или холодное).

Основными силами, вызывающими течения в озерах и водохранилищах, являются влекущее действие ветра (касательное напряжение) на водную поверхность, градиентные силы (горизонтальная составляющая силы тяжести или так называемая сила горизонтального градиента гидростатического давления). Течения, вызываемые градиентными силами, возникают в случае наклона поверхности озера или водохранилища под действием притока или сброса вод в той или иной части водоема, при ветровых деnivelациях уровня, разности плотности и удельных объемов воды в различных участках водоема и под воздействием ряда других факторов.

Помимо основных сил, обуславливающих возникновение течений, на движение водных масс в водоемах оказывают влияние вторичные силы. К их числу относятся: сила внутреннего трения, сила инерции, отклоняющая сила вращения Земли (сила Кориолиса) и центробежная сила. Вторичные силы возникают лишь при наличии движений воды и могут существенно изменять первоначально возникшее перемещение водных масс.

Сила внутреннего трения, или вязкости, с одной стороны, вызывает передачу движения от слоя к слою, с другой — приводит к диссипации энергии и затуханию течения. Сила внутреннего трения ( $\tau$ ) пропорциональна коэффициенту турбулентного трения (виртуальной вязкости) и градиенту скорости по вертикали:

$$\tau = \mu \frac{du}{dz} \text{ дин/см}^2, \quad (30)$$

где  $\mu$  — коэффициент турбулентного трения (г/см·с), зависящий от периода осреднения.  $\frac{dU}{dz}$  — вертикальный градиент скорости. Коэффициент  $\mu$  изменяется в зависимости от скорости течения, глубины и стратификации водоема.

Сила инерции возникает при изменении скорости и направления движения водных масс. Она направлена в сторону противоположную ускорению. После прекращения действия первичных сил существование вызванных ими течений поддерживается силой инерции.

Отклоняющая сила вращения Земли пропорциональна скорости течения и направлена перпендикулярно движению. Под действием силы Кориолиса движение в северном полушарии отклоняется вправо, в южном — влево. Поскольку сила Кориолиса изменяет только направление движения, не изменяя его скорости, она является силой инерционной. Неотря на малую величину этой силы, она сказывается на любых движениях, и как будет показано ниже, играет определенную роль в движении вод больших озер.

Центробежная сила проявляется только при значительных скоростях течения и малых радиусах кривизны его траектории, в связи с чем во внутренних водоемах практически не играет роли.

### КЛАССИФИКАЦИЯ ТЕЧЕНИЙ

В основу всех существующих классификаций течений положен их генезис (происхождение). Классификации, предложенные Б. Д. Зайковым, А. В. Караушевым, Д. Хатчинсоном и другими, не учитывают полностью всего разнообразия течений внутренних водоемов.

Наиболее полная классификация, согласно современным представлениям о течениях внутренних водоемов, выполнена Т. Н. Филатовой (Исследования течений, 1972). По этой классификации основными видами течений являются следующие.

Ветровые течения, к которым относятся чисто дрейфовые, чисто градиентные (компенсационные) или смешанные.

Волновое («стоксово») течение, являющееся составной частью дрейфового течения, обусловлено поступательным переносом вод при волнении одновременно с движением частиц по орбите. В чистом виде присуще волнам зыби. Это течение сопутствует дрейфовому и является его составной частью.

Стоковые течения, вызываемые наклоном водной поверхности при притоке вод в водоем или стоке из него.

Плотностные течения обусловлены неравномерным распределением плотности воды, вызванным различиями температуры и минерализации по акватории и глубине водоема.

Бароградиентные течения возникают в результате неравномерного распределения атмосферного давления. Отклонение атмосферного давления в каком-либо районе от его среднего значения над акваторией водоема на 1 гПа соответствует статическому изменению уровня на 1 см. Отсюда статический эффект неравномерности атмосферного давления при определенных условиях может создать горизонтальные градиенты давления, которые и вызывают бароградиентные течения, являющиеся градиентными, но не ветрового происхождения. Поскольку неравномерность атмосферного давления над акваторией водоема приводит к возникновению ветра, то бароградиентные течения накладываются на ветровые.

Сейшевые течения возникают при сейшевых колебаниях масс воды.

Внутриволновые течения имеют место при развитии внутренних волн и приурочены к границе раздела вод различной плотности.

Инерционные течения существуют после прекращения действия силы, вызывавшей движение воды.

В прибрежной зоне озер и водохранилищ следует выделять также вдольбереговые ветровые течения, являющиеся частным случаем ветровых течений, вдольбереговые волноприбойные (энергетические) и разрывные — частный случай волноприбойных течений, возникающих при нормальном подходе волн к берегу. В формировании волноприбойных течений существенная роль принадлежит трансформирующимся и разрушающимся при подходе к берегу волнам, передающим часть своей энергии течению, скорости которого в отдельных случаях достигают значительных величин.

В водоемах течения возникают под одновременным действием ряда разнородных факторов, поэтому одного какого-либо вида встречаются крайне редко. Однако основными видами течений, играющими главную роль в режиме водоемов, являются ветровые и стоковые, которые представляют течения первого порядка, а все остальные виды относятся к течениям второго порядка.

Ветровые течения — течения, вызываемые ветром независимо от его характера, продолжительности и изменчивости. Как уже отмечалось, система ветровых течений обычно включает как дрейфовые, так и градиентные (компенсационные) течения.

Дрейфовыми являются течения, вызываемые непосредственно влекущим действием ветра (касательным напряжением) на по-

верхностные слои воды и давлением ветра на тыловую поверхность волн.

При продолжительном действии ветра перемещение слоев воды приводит к тому, что у наветренного берега происходит накопление воды (нагон), а у подветренного берега — убыль воды (сгон). Таким образом возникает перекося поверхности водоема и горизонтальный градиент гидростатического давления, который вызывает градиентное компенсационное течение, направленное обычно противоположно дрейфовому. Оно, как правило, охватывает придонные слои воды.

Теория ветровых течений в предположении установившегося действия ветра над безграничным и однородным морем была разработана В. Экманом. Согласно выполненному анализу, Экман пришел к следующим выводам:

1) поверхностное течение отклоняется от направления ветра в северном полушарии вправо на  $45^\circ$ , а в южном влево;

2) глубинное течение отклоняется от поверхностного в ту же сторону, а его скорость уменьшается по логарифмическому закону;

3) на некоторой глубине, названной глубиной трения, течение по направлению противоположно поверхностному и его скорость составляет всего 4% от скорости поверхностного течения.

Глубина трения ( $D$ ) определяется выражением:

$$D = \pi \sqrt{\frac{\gamma \cdot \mu}{\omega \cdot \sin \varphi}}, \quad (31)$$

где  $\gamma$  — удельный объем воды;  $\omega$  — угловая скорость вращения Земли;  $\varphi$  — географическая широта;  $\mu$  — коэффициент турбулентного трения.

Величина  $D$  уменьшается с возрастанием широты и увеличивается с ростом  $\mu$ . Изменение течений с глубиной зависит от соотношения  $\frac{H}{D}$  (где  $H$  — глубина водоема). При  $\frac{H}{D} > 1$  направление течения изменяется согласно теории Экмана; если  $\frac{H}{D} < 1$  — отклонение поверхностных и глубинных течений от направления ветра тем меньше, чем меньше это соотношение, что обусловлено воздействием трения о дно водоема при небольших глубинах. Поскольку величина  $\mu$  связана со скоростью ветра ( $W$ ) соотношением  $\mu = aW^2$ , где  $a$  — коэффициент пропорциональности, то глубина трения  $D$  возрастает при увеличении скорости ветра. В этом случае водоем как бы мелеет (уменьшается отношение  $\frac{H}{D}$ ). Для

большинства озер и водохранилищ отношение  $\frac{H}{D} < 1$  и течение в них развивается как в мелководных водоемах.

Экманом была получена эмпирическая зависимость, связывающая скорость ветра ( $W$ ) со скоростью поверхностного течения ( $V_0$ ):

$$V_0 = \frac{A \cdot W}{\sqrt{\sin \varphi}}, \quad (32)$$

где  $A$  — ветровой коэффициент,  $\varphi$  — географическая широта.

Значение ветрового коэффициента может изменяться в широком диапазоне, но обычно лежит в пределах 1,0—1,5%.

На водоемах наблюдается уменьшение ветрового коэффициента с возрастанием скорости ветра. Так, на озере Мендота при скорости ветра 1—2 м/с, величина ветрового коэффициента составляла 5,5%, а при скорости ветра 7 м/с — не более одного процента; в центральной части Рыбинского водохранилища при скорости ветра до 5 м/с ветровой коэффициент достигал 2%, а при скорости ветра 10 м/с — 0,9—1,2%.

Однако имеющиеся в настоящее время материалы не позволяют получить четкую зависимость значений ветровых коэффициентов от скорости ветра.

Максимальные скорости ветрового течения наблюдаются в поверхностном слое и уменьшаются ко дну. Наиболее резкое уменьшение скорости течения в сравнительно небольших внутренних водоемах и в мелководных водохранилищах отмечается в верхнем двух-трех метровом слое.

В больших глубоководных озерах глубина проникновения дрейфовых течений значительно больше. Так, по данным В. А. Кротовой, они проникают в Байкале в условиях слабо выраженной прямой температурной стратификации до глубины 60—80 м, а при четко выраженной стратификации всего до 5—20 м — глубины расположения слоя с максимальной устойчивостью. Глубина раздела дрейфового и компенсационного течений зависит от скорости ветра, скорости течения, глубины залегания слоя температурного скачка и градиента температуры в нем. В водоемах с однородной по плотности водной массой дрейфовое течение охватывает слой, равный  $\frac{1}{3}$  глубины водоема. Ниже этого слоя обычно развивается градиентное (компенсационное) течение. При отсутствии стокового течения и установившихся условиях расходы воды в поверхностном и глубинных слоях равны и противоположно направлены. На характер компенсационных течений существенное влияние оказывает рельеф дна водоема.

Развитие циркуляций с горизонтальной осью, характерных для сгонно-нагонных явлений, обычно сопровождается периодически-

ми колебаниями уровня воды, аналогичными сейшам, но отличающимися от них наличием двухслойного течения (циркуляции) и постоянным ветровым воздействием на водную поверхность. Течения, вызванные такими колебаниями, имеют период, практически равный периоду сейш, и оказывают существенное влияние на водообмен между различными участками водоема.

Стоковые течения вызываются горизонтальным градиентом давления, возникающим при поступлении вод в водоем или стоке из него. В озерах уклоны водной поверхности, создаваемые притоком и стоком, в большинстве случаев очень невелики, соответственно малы и скорости стоковых течений. Кроме того, значительное влияние на скорость стоковых течений оказывает ветер. В связи с этим в озерах и водохранилищах наиболее в «чистом» виде стоковые течения выражены в зимний период, когда водная поверхность изолирована от непосредственного воздействия ветра ледовым покровом.

Так, например, по данным ряда исследователей стоковое течение в оз. Байкал прослеживается на расстоянии не более 3—4 км от истока Ангары, а скорости его на расстоянии в 1 км от истока не превышают 4—5 см/с. Нижняя граница слива озерных вод в Ангару меняется в пределах 30—50 м.

Невелики скорости и при втекании р. Селенги в оз. Байкал, не превышавшие, например, зимой 1968 г. на расстоянии в 2,5 км от устья 2,0 см/с, при ширине струи 700—800 м и расходе воды в реке 81 м<sup>3</sup>/с. Г. Ю. Верещагиным воды реки Селенги летом были обнаружены на расстоянии до 30 км от ее устья.

Втекание речного притока в водоем происходит в форме турбулентной струи, которая передает часть своей энергии окружающим водным массам, вовлекая их в движение. В связи с этим по обеим сторонам струи возможно образование водоворотных зон (циркуляций с вертикальной осью вращения). Теоретические и лабораторные исследования показывают, что на больших глубинах струя сужается, а при выходе на мелководье резко расширяется.

Хорошо выраженные стоковые течения часто наблюдаются в озерах и водохранилищах транзитно-аккумулятивной группы, в которых водообмен происходит несколько раз в течение года.

Характерной особенностью течений в водохранилищах является их периодичность, обусловленная режимом работы гидросооружений. Резкие колебания расходов воды через гидросооружения вызывают возникновение на прилегающих к ним участках (как в верхнем, так и в нижнем бьефах) водохранилищ длинных волн, волн попусков и обуславливают неустановившееся движение воды, которое выражается в квазипериодических колебаниях уровня, изменении уклонов водной поверхности и течений. Характер распространения волн по бьефу определяется морфометриче-

скими особенностями последнего. При достаточно большой длине бьефа волна расплывается как за счет влияния сил сопротивления, так и вследствие увеличения площади водного сечения. В случае наличия какого-либо препятствия на пути распространения волн или резкого изменения морфометрических характеристик участка происходит их отражение. Отражаясь, волны изменяют не только направление своего перемещения, но нередко и свой знак, и обусловленное ими направление движения вод (см. рис. 6).

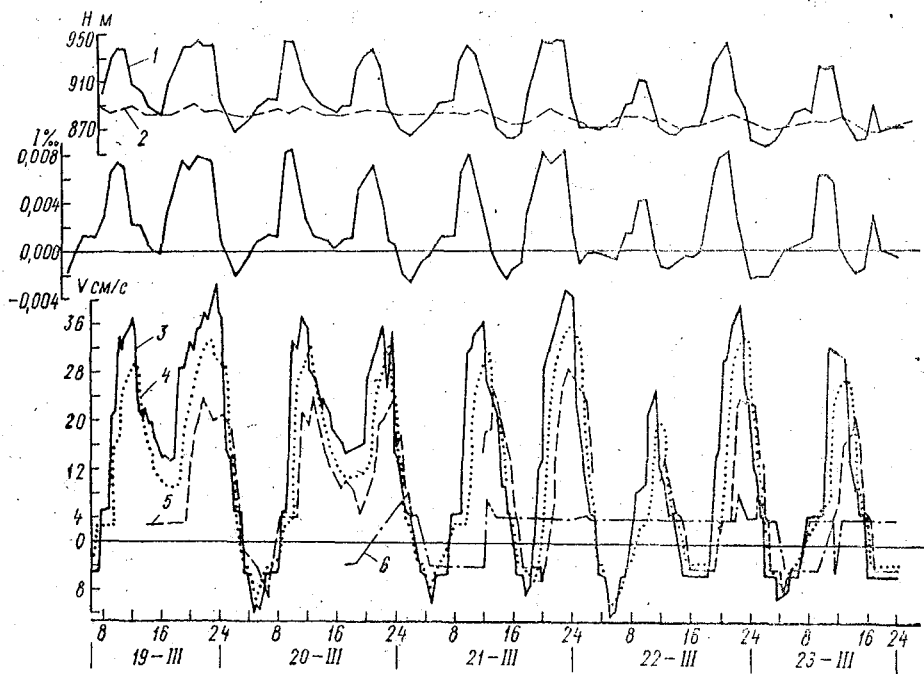


Рис. 6. Колебания уровня воды ( $H$ ), уклоны водной поверхности ( $I$ ) и скорости течения ( $V$ ) в Волжском плесе Рыбинского водохранилища: 1 — уровень воды у г. Углич, 2 — уровень воды в 80 км от ГЭС, 3 — скорость течения в 35 км от ГЭС, 4 — скорость течения в 50 км от ГЭС, 5 — скорость течения в 80 км от ГЭС, 6 — скорость течения в 100 км от ГЭС

Периодические изменения скорости и направления течения приводят к тому, что на протяжении суток частицы воды совершают возвратно-поступательное движение при генеральном направлении перемещения в соответствии с течением реки до зарегулирования.

В большинстве случаев в водохранилищах стоковые течения приурочены к затопленным руслам рек, а структура скоростного поля определяется характерными особенностями русла на тех или иных участках водоема.

На рис. 7 приведена схема стоковых течений в Рыбинском водохранилище. Наиболее существенное значение в этом водоеме имеет волжский поток, поступающий в главный плес водохранилища с юга; моложский и шекснинский потоки, идущие с севера и северо-запада, значительные скорости течения имеют лишь в верхних участках водохранилища, а в главном плесе прослеживаются только по затопленным руслам рек (рис. 7).

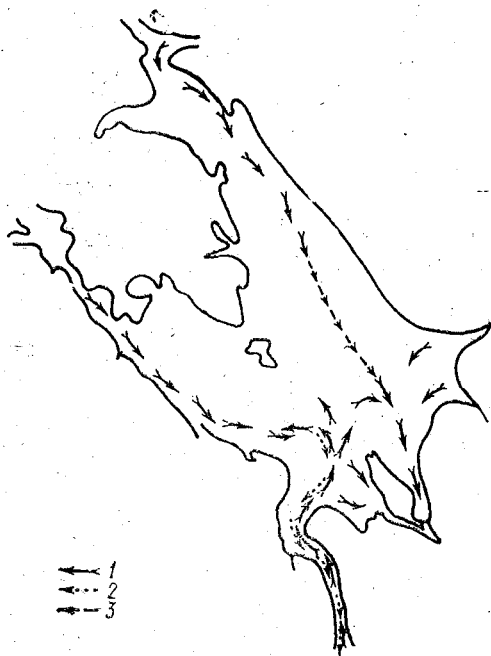


Рис. 7. Схема стоковых течений Рыбинского водохранилища в зимний период: 1 — прямые стоковые течения, 2 — обратные стоковые течения, 3 — возможное направление течения

Одной из важнейших характеристик динамики вод озер и водохранилищ является средний перенос водных масс течениями за определенный промежуток времени, поскольку именно он, а не мгновенные скорости, определяет характер движения вод. В качестве характеристики осредненного переноса могут служить среднесуточные значения скорости течения, вычисленные по достаточ-



но большому числу измерений (не реже ежечасных).

В виду того что движение вод носит турбулентный характер, направление результирующего течения может существенно отличаться от фиксированного в конкретный момент времени направления течения. Наиболее простой способ вычисления результирующего переноса вод состоит в разложении вектора скорости на составляющие по координатным осям с последующим подсчетом их средних значений и обратном переходе к вектору переноса.

Результаты вычислений для стоковых течений в Рыбинском водохранилище в подледный период показали, что, во-первых скорость переноса в три — шесть раз меньше мгновенных скоростей течения; во-вторых, в течение недельного цикла работы ГЭС в нижнем бьефе направление переноса устойчиво, но при воскресных перерывах в работе ГЭС результирующий перенос может иметь направление, противоположное течению Волги до зарегулирования; в-третьих, коэффициенты вариации скоростей течений обратно пропорциональны значениям скоростей.

В безледный период среднесуточные скорости течений составляют 2—6 см/с, увеличиваясь в отдельных случаях до 9—17 см/с при сильных штормовых ветрах. Направлены они по всей толще воды водохранилищ долинного типа преимущественно от верховой к плотине.

В крупных глубоких озерах средние скорости стоковых течений незначительны и, например, в Южном Байкале, по данным В. И. Верболова, изменяются в пределах от 0,5 до 5,5 см/с.

Плотностные течения в озерах и водохранилищах обусловлены в основном разностью в плотностях водных масс за счет термической их неоднородности и различия в минерализации воды. По данным К. Я. Кинд, уже при разности плотности слоев

$\frac{\Delta\rho}{\rho_0} = 0,0002$  наблюдается плотностное движение. Поскольку наибольшая термическая неоднородность вод наблюдается в больших глубоководных озерах, то и плотностные течения присущи главным образом таким озерам. Наиболее благоприятные условия для развития плотностной циркуляции имеют место в период интенсивного прогрева или выхолаживания водоемов, когда различия температуры воды их прибрежных и центральных районов достигают наибольших значений.

Плотностная циркуляция вод была рассчитана для Великих озер Северной Америки, озер Ладожского, Онежского, Иссык-Куль, Байкал. Согласно этим данным, плотностной циркуляцией охвачены мощные слои озерных вод. Так, для Ладожского озера характерная циклоническая циркуляция в различные сезоны охватывает толщу воды до глубины 50 м. По мере прогрева озера основное ядро циклонической циркуляции смещается с юга на

север. Весною оно локализуется в южной части озера, летом смещается севернее его центральной части (рис. 8). Наибольшие скорости течения отмечаются у восточного и западного берегов, они достигают максимальных значений (24—32 см/с) в поверхностном слое в августе. Средние скорости течения изменяются от 2 до 10 см/с.



Рис. 8. Схема поверхностных течений Ладожского озера (27—30 июня 1960 г., по А. Н. Охлопковой)

Сейшевые течения могут развиваться во всех водоемах и в любое время года. Они охватывают всю водную массу и поэтому даже при сравнительно небольших скоростях переносят значительные объемы воды. Возникновение сейшевых течений связано с действием внешних возмущающих сил, таких как резкое усиление (шквал) или ослабление ветра над акваторией водоема, сейсмические явления, а в водохранилищах и резкое прекращение сбросов воды через гидросооружения.

Наиболее простые сейшевые течения развиваются в водоеме при возникновении одноузловой сейши, максимальные скорости их отмечаются в узлах сейши. Период сейшевых течений может быть рассчитан по формулам для периода сейшевых колебаний.

Скорости сейшевых течений малы и, как правило, инструментально не фиксируются. В чистом виде сейшевые течения в открытых частях водоемов бывают крайне редко. Значительных величин скорости сейшевых течений могут достигать только в проливах и различных сужениях. Так, по данным Тихомирова А. И., в проливах Якимварского залива Ладожского озера скорости сейшевых течений с периодами 20, 30 и 60 мин достигали 50—78 см/с.

В. А. Кротовой для оз. Байкал было показано, что система плотностных течений состоит из ряда интенсифицированных потоков и множества вихрей разного масштаба в основном циклонического характера. Скорости течений колеблются в широких пределах, достигая 50 м/с.

Из приведенных данных видно, что плотностная циркуляция играет весьма существенную роль в водообмене крупных озер и обладает большой устойчивостью. По данным, полученным на Ладожском озере, только установившиеся ветры со скоростью 7 м/с и более могут разрушить существующую там плотностную циркуляцию.

Значительная роль сейш в перемещении водных масс отмечена на озерах Эри и Балатон. Порядок скорости сейшевого течения может быть оценен по формуле Праудмена, полученной для прямоугольного бассейна:

$$V_{max} = A \left( \frac{g}{h} \right)^{\frac{1}{2}}, \quad (33)$$

где  $V_{max}$  — максимальная скорость течения;  $A$  — амплитуда сейшевых колебаний;  $g$  — ускорение силы тяжести;  $h$  — средняя глубина водоема.

Инерционные течения — существуют вследствие действия сил инерции после прекращения основной силы, вызывающей движение вод. Однако в литературе, говоря об инерционных движениях, чаще понимают один из наиболее мощных видов межомасштабной изменчивости течений, связанный с влиянием двух сил — Кориолиса и центробежной. Под действием этих сил частицы движутся по круговым орбитам, радиус которых равен

$$r = \frac{V}{2\omega \cdot \sin \varphi},$$

где  $V$  — скорость течения. Период инерционных движений зависит от широты места и определяется выражением:

$$T_{инер} = \frac{2\pi}{\Omega} = \frac{\pi}{\omega \cdot \sin \varphi} \approx \frac{12}{\sin \varphi} \quad (34)$$

где  $\Omega$  — параметр Кориолиса,  $\omega$  — угловая скорость вращения Земли,  $\varphi$  — широта.

Движения этого вида обычно наблюдаются в крупных озерах и были обнаружены в озере Байкал, Ладожском, Великих озерах.

В центральных участках озер «круг инерции» приближается к окружности, а у берегов траектории частиц вытягиваются.

По исследованиям на Ладожском озере, инерционные колебания существуют практически в течение всего года и возникают почти одновременно по всей акватории озера, но наиболее четко выражены в безледный период. При этом энергия инерционных колебаний в мелководной зоне намного меньше энергии этих колебаний в глубоководной зоне. Горизонтальные размеры этих колебаний в Ладожском озере составляют около 10 км. Вертикальная структура инерционных колебаний и глубина их проникновения зависят в основном от стратификации вод, а не от внешних возмущающих сил.

Амплитуда рассматриваемых колебаний не остается постоянной, меняется в широких пределах и зависит от скорости среднего движения. Затухание инерционных движений вызывается турбу-

лентным трением. При этом в глубоководной зоне они существуют в течение нескольких инерционных периодов, а в мелководной зоне обычно в течение одного инерционного периода.

Вдольбереговые и разрывные течения играют важную роль лишь в узкой прибрежной зоне. Эта зона ограничивается у отлогого берега глубинами, равными половине длины волн, а у при глубоких берегах — подводным уступом коренного берега. Скорости этих течений в отдельных случаях могут достигать 100—150 см/с и их необходимо учитывать при расчетах переформирования берегов водохранилищ.

### ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕЧЕНИЙ ВО ВНУТРЕННИХ ВОДОЕМАХ

Рассматривая отдельные виды течений озер и водохранилищ, мы неоднократно говорили о колебаниях их скорости и направления. Однако долгое время в озерах и водохранилищах не удавалось осуществить продолжительных непрерывных измерений, которые позволяли бы исследовать изменчивость течений.

Качественно новые наблюдения на буйковых станциях, выполненные на крупнейших озерах в нашей стране и за рубежом в последнее десятилетие, продолжавшиеся несколько месяцев и охватывающие большие акватории позволили более детально исследовать синоптическую и мезомасштабную изменчивость течений крупных озер и водохранилищ.

Синоптическая изменчивость характеризуется цикличностью от нескольких суток до нескольких месяцев, мезомасштабная — цикличностью в одни сутки.

Наиболее эффективным методом изучения изменчивости течений является вероятностный анализ, который сводится к выявлению вероятностной структуры процессов, определению характера ее пространственно-временных изменений, а также зависимости вероятностных характеристик от комплекса условий.

Наиболее крупномасштабными колебаниями течений является их сезонная изменчивость, связанная с изменением общей циркуляции атмосферы. Так, по данным В. И. Верболова, в начале лета во время помотермии в Байкале наблюдаются малые скорости течения и неустойчивые его направления. В июле — августе в Северном Байкале скорости существенно возрастают, а во второй половине августа — сентября — несколько убывают. В осеннее время скорости течений вновь возрастают. Сезонный ход имеют и придонные скорости. Если в июле они составляют 4—7 см/с, то в октябре увеличиваются в два-три раза.

Как было показано Охлопковой А. Н. для Ладожского озера и Кротовой В. А. для озера Байкал, сезонный ход имеют и плотностные течения. Значительному сезонному ходу подвержены и стоковые течения. Максимальные скорости этих течений в озерах на-

блюдаются в периоды половодья, а в межень они значительно уменьшаются. В водохранилищах также максимальные скорости стокового течения наблюдаются во время половодья, в период наполнения, а минимальные — при наивысшем стоянии уровня, затем скорости вновь возрастают в связи с усиленной сработкой.

В водохранилищах на величину скорости стоковых течений оказывает влияние и их уровень.

Детальные исследования течений Ладожского озера, выполненные Н. Н. Филатовым, показали, что в озере кроме сезонных изменений существуют колебания скорости и направления с периодами от двух-трех недель до нескольких часов. При этом величины дисперсии флуктуации течений изменяются в широких пределах. Так, в период гидрологической весны дисперсии в глубоководной и мелководной зоне не превышают  $10\text{--}30\text{ см}^2/\text{с}^2$ , а энергия флуктуаций на мелководье в этот период превосходит флуктуации в глубоководной зоне. Существующий в этот период термобар разделяет озеро на теплоактивную и теплоинертную зону. С наступлением лета и исчезновением термобара дисперсии флуктуаций течений увеличиваются, причем энергия их в глубоководной зоне больше, чем на мелководье. Максимум энергии наблюдается в конце августа — начале сентября. Наибольший вклад в суммарную дисперсию вносят четырехсуточные синоптические колебания и колебания течений с инерционным периодом. Причиной этих колебаний являются колебания скорости ветра с аналогичными периодами (12—15 суток и 2—6 суток). Эти колебания ветра характерны не только для района Ладожского озера; они также были обнаружены на озере Байкал и Великих озерах.

На крупных озерах существуют также локальные суточные флуктуации течений бризового происхождения. Ощущаются эти колебания на расстоянии до 40 км и проникают на глубину до 70 м. Например, на Ладожском озере амплитуда этих колебаний на глубине 10 м составляет 5 см/с, а на глубине 70 м всего 0,2 см/с.

В водохранилищах в связи с неравномерностью сброса воды через гидросооружения в течение суток и недели отмечается суточная и недельная изменчивость течений. Амплитуда суточных колебаний скорости течения очень велика и вблизи гидросооружений может достигать 1 м/с и более. По мере удаления от ГЭС вследствие расплывания волн попусков амплитуда колебаний скорости течения уменьшается, но увеличивается время его существования (см. рис. 6). Как правило, период колебаний скорости течений, вызванный неравномерностью работы гидросооружений, составляет около 12 часов.

В водохранилищах, так же как и в озерах, существует синоптическая и мезомасштабная изменчивость ветровых течений. Однако в виду мелководности водохранилищ инерционные колебания

течений в них выражены очень слабо. Наибольшего развития в водохранилищах получают изменения течений сгонно-нагонного происхождения.

### МЕТОДЫ РАСЧЕТА ТЕЧЕНИИ

Построения схем течений в озерах и водохранилищах по материалам натуральных наблюдений представляют достаточно сложную задачу, так как требуют больших материальных и технических средств. Поэтому разработка теоретических методов построения схем течений занимала важное место в их исследовании.

Одним из первых теоретических методов построения плана течений является метод Н. М. Бернадского, основанный на решении динамического уравнения для транзитной струи.

Построение плана течений ведется методом последовательных приближений. Основными исходными данными для построения плана течений является план участка в изобатах и значение расходов воды. Следует отметить, что такое построение отличается определенной сложностью и в последнее время используется довольно редко.

Более простой способ расчета поля скорости, создаваемого речной струей, втекающей в водоем, был предложен Н. А. Давтян. Расчетное уравнение распределения средней скорости вдоль речной струи имеет вид:

$$V_{0x} = V_0 \cdot e^{-k\beta}, \quad (35)$$

где  $\beta = \frac{x \cdot H}{B_0 \cdot H_0}$ ;  $k = 0,38 \cdot \beta^{-0,60}$ ;  $V_{0x}$  — средняя скорость течения в речной струе на расстоянии  $x$  от начального створа;  $V_0$ ,  $H_0$ ,  $B_0$  — соответственно средняя скорость, глубина и ширина в начальном створе;  $H$  — средняя глубина на участках растекания струи;  $k$  — эмпирический коэффициент, учитывающий потери энергии в струе.

Расчет ведется по отдельным участкам. В пределах каждого участка глубина  $H$  принимается постоянной. Для определения скорости течения в замыкающем створе каждого участка за начальную скорость принимается скорость в начальном створе этого участка.

**Динамический метод.** На основе циркуляционной теории течений Бьеркнеса разработан динамический метод вычисления элементов течения, предусматривающий расчет установившихся течений по данным распределения плотности (температуры и солености) воды. Течения, рассчитываемые динамическим методом, обычно называют геострофическими, так как при их расчете сила горизонтального градиента давления воды, вызывающая те-

чений, уравнивается только отклоняющей силой вращения Земли без учета сил трения.

Динамический метод расчета течений эффективен лишь в стратифицированных водоемах при наличии существенной горизонтальной неоднородности поля плотности. Чем более переслоены воды данного водоема, тем надежнее результаты вычислений динамическим методом. Для условий оз. Байкал, например, расчет течений динамическим методом оказывается возможным только для августа — сентября, когда горизонтальное изменение температуры составляет 6—13°.

Поскольку градиенты давления очень малы, расчет течения динамическим методом реален только при выражении давления через геопотенциальную или динамическую глубину (высоту), которая может быть определена в зависимости от удельного объема воды. Под динамической глубиной понимают расстояние по вертикали, измеряемое в единицах работы силы тяжести и выраженное в динамических метрах или миллиметрах. В качестве единицы работы принимается динамический дециметр. Так как работа в 1 кДж совершается на вертикальном расстоянии, равном одному геометрическому дециметру. Динамический метр равен 10 кДж; динамический миллиметр — 0,01 кДж. Динамические высоты отсчитываются от нулевой поверхности — условной поверхности в водоеме, на которой исчезают градиенты давления, а изобарические (поверхности равного давления) и изостерические поверхности (поверхности равных удельных объемов) совпадают. Ниже этой поверхности течения должны отсутствовать. Поэтому отсчетная нулевая поверхность должна располагаться значительно ниже уровня проникновения ветрового перемешивания и компенсационных течений.

Глубина, выраженная в динамических метрах  $D$ , и глубина, выраженная в геометрических метрах  $h$ , связаны следующим соотношением:

$$D = 0,1 gh.$$

Динамическая глубина (высота) может быть выражена через удельные объемы соотношением:

$$dD = \alpha dp,$$

где  $\alpha$  — удельный объем,  $dp$  — элементарное давление.

Вычисление динамических высот производится по выражению:

$$d = \int_{P_0}^{P_H} \alpha dp = \Sigma \bar{\alpha} dp. \quad (36)$$

Динамическим методом рассчитываются скорости течения на разрезе, перпендикулярном течению.

Основная формула для расчета скорости течения имеет вид:

$$V_1 - V_0 = \frac{10 \Delta d}{2 \omega L \cdot \sin \varphi}, \quad (37)$$

где  $V_1$  и  $V_0$  соответственно скорости течений на изобарах  $P$  и  $P_0$ ;  $\Delta d$  — разность динамических высот двух смежных станций на соответствующих горизонтах;  $\omega$  — угловая скорость вращения Земли;  $L$  — расстояние между станциями.

Результаты расчетов в значительной мере зависят от выбора отсчетной нулевой поверхности, по отношению к которой выполняются расчеты. В связи с этим для практических применений метод может быть использован для водоемов, где преобладающие глубины более чем в три раза превышают среднюю глубину термоклина.

Согласно упрощенному методу вычисления, за глубину залегания нулевой поверхности можно принять горизонт, удельные объемы на двух смежных станциях которого равны или различаются между собой не более чем на 0,01 единицы.

Если нижнюю изобару выбрать так, что на ней скорость течения предполагается равной нулю (нулевая поверхность), то формула для вычисления скорости на любом горизонте примет вид:

$$V = \frac{10 \Delta d}{2 \omega \cdot L \cdot \sin \varphi} = M \Delta d, \quad (38)$$

$$M = \frac{3,7}{L \cdot \sin \varphi}. \quad (39)$$

Коэффициент  $M$  выбирается из специальных таблиц в зависимости от расстояния между станциями и широты.\*

Вычисление динамических высот составляет наиболее трудоемкую часть расчетов в динамическом методе. При их расчетах пользуются таблицами, помещенными в работах Айерса, Кротовой и др. Вычисление начинается с нахождения условных удельных объемов для всех глубин. Затем подсчитываются средние условные удельные объемы между смежными горизонтами, каждый средний умножается на интервал глубины (см); полученное произведение делится на  $10^5$ , чтобы вернуть его к действительной величине ( $\Delta D$ ). Значения  $\Delta D$  суммируются от поверхности до «нулевой поверхности», таким образом получаются условные динамические глубины, а при суммировании от «нулевой поверхности» до поверхности озера — условные динамические высоты (Исследования течений . . ., 1972).

\* Зубов Н. Н., Мамаев О. И. Динамический метод вычисления элементов морских течений. Л., Гидрометеониздат, 1956.



По вычисленным динамическим высотам на станциях строятся карты динамической топографии на различных горизонтах, а затем проводятся динамические горизонталы. При установившемся течении динамические горизонталы представляют собой траектории движения частиц воды, а скорость движения (течения) обратно пропорциональна расстоянию между ними. Динамический метод позволяет рассчитать расход воды, протекающей через живое сечение, который может быть получен по следующей формуле:

$$Q = \frac{1}{2\omega \cdot \sin \varphi} \int_0^H \Delta d(p) dp. \quad (40)$$

Метод полных потоков. Основы теории установившихся ветровых течений с применением функции полных потоков были разработаны В. Б. Штокманом. Позднее А. И. Фельзенбаум (1960) предложил численный расчет полных потоков при реальном контуре водоема. Эта модель в последнее время нашла широкое применение как для расчета установившихся ветровых течений в крупных озерах (Ладожское, Байкал), так и в сравнительно небольших мелководных озерах и водохранилищах (Вагат озеро, Белое озеро).

Довольно широкое применение метода полных потоков при расчете течений связано с тем, что он позволяет учесть основные факторы — ветер, морфометрические характеристики водоема, приток и сток, формирующие макроциркуляцию вод.

Функция полных потоков ( $\varphi$ ) аналогична функции тока, вводимой обычно при изучении плоскопараллельного движения несжимаемой жидкости, и характеризует интегральную (по вертикали) циркуляцию в водоеме. Физический смысл ее заключается в том, что разность значений функции  $\varphi_i - \varphi_k$  в любых двух точках равна объему воды, протекающему за единицу времени между вертикалями, проведенными через эти точки. Направление интегрального переноса в любой точке определяется касательной к изолинии функций полных потоков в данной точке.

Функция полных потоков  $\varphi$  связана с динамическими наклонами поверхности водоема, обусловленными воздействиями ветра на водную поверхность, соотношениями:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial x} = \frac{3T_x}{2g\rho H} - \frac{3A}{g\rho H^3} \cdot \frac{\partial \varphi}{\partial x}, \quad (41)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial y} = \frac{3T_y}{2g\rho H} - \frac{3A}{g\rho H^3} \cdot \frac{\partial \varphi}{\partial y}. \quad (42)$$

Здесь  $A$  — коэффициент вертикального турбулентного обмена, который определяется для мелководных водоемов из выражения

$A = \frac{\gamma}{4\rho k} W \cdot H$ ;  $g$  — ускорение силы тяжести;  $\rho = 1 \text{ г/см}^3$  — плотность воды;  $\gamma = \rho_a \cdot \chi_a = 3,25 \cdot 10^{-3} \text{ кг/м}^3$  — постоянная величина;  $\rho_a$  — плотность воздуха ( $1,3 \text{ кг/м}^3$ );  $\chi = 2,5 \cdot 10^{-3}$  — коэффициент трения воздуха о воду;  $W$  — скорость ветра м/с;  $H$  — глубина (м);  $k$  — ветровой коэффициент;  $T_x = \gamma \cdot W_x \cdot W$ ;  $T_y = \gamma \cdot W_y \cdot W$  — составляющие тангенциального напряжения ветра на оси координат.

Поскольку динамические наклоны водной поверхности выражаются через функцию полных потоков, то с этой функцией связаны и горизонтальные компоненты скорости течения, определяемые через динамические наклоны:

$$u = \frac{T_x}{A} (H - Z) + \frac{g\rho}{A} \cdot \frac{H^2 - Z^2}{2} \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial x}, \quad (43)$$

$$V = \frac{T_y}{A} (H - Z) + \frac{g\rho}{A} \cdot \frac{H^2 - Z^2}{2} \cdot \frac{\partial \zeta}{\partial y}, \quad (44)$$

где  $u$  и  $V$  — проекции скорости течения на параллель и меридиан;  $Z$  — расстояние от поверхности воды до расчетного горизонта, м.

При решении задач в качестве граничных условий на поверхности применяется условие уравнивания тангенциального напряжения ветра ( $T_x$  и  $T_y$ ) турбулентным трением в воде, а на дне водоема — условие прилипания (движение отсутствует, т. е. при  $Z = H$ ,  $u = V = W = 0$ ,  $W$  — вертикальная составляющая скорости). На контуре водоема граничные условия сводятся к тому, что в непосредственной близости от берега отсутствуют расходы воды в направлении нормали к береговой черте, т. е.  $(S_n)_L = 0$ , где  $S_n$  — нормальная к береговой черте составляющая полного потока.

На жидких границах, где осуществляется водообмен с соседними участками (например, устья рек), граничные условия задаются расходами воды, пересекающими контур.

Решение задачи обычно выполняется на ЭВМ с использованием разностных методов, сущность которых заключается в решении вместо дифференциального уравнения соответствующего ему уравнения в конечных разностях.

Использование описанной модели позволяет исследовать пространственную структуру течений и выявить особенности интегральной циркуляции вод водоема при различных ветрах, оценить влияние рельефа дна и берегов на циркуляцию, выявить роль стоковых и компенсационных течений.

## ВОДНЫЕ МАССЫ

Характерной особенностью водоемов замедленного водообмена (Мирового океана, морей, озер, водохранилищ) является как вертикальная, так и горизонтальная неоднородность их вод. Она проявляется в распределении физико-химических и биологических характеристик (температуры, растворенных элементов, оптических показателей, электропроводности, газов, планктона и др.).

Эта неоднородность вызвана наличием в океане и водоемах суши *водных масс* — значительных объемов воды, отличающихся однородными и устойчивыми по крайней мере в течение одной фазы гидрологического режима физико-химическими и биологическими свойствами. С однородностью свойств вод внутри каждой водной массы и различиями между отдельными водными массами связано разное качество вод и особенности среды обитания водных организмов в тех или иных районах водоемов.

Формирование водных масс в океанах и водоемах суши происходит по-разному. Водные массы океанов и морей образуются в определенных районах (очагах формирования), расположенных в самих океанах или морях. Свойства этих водных масс обусловлены, в первую очередь, влиянием автохтонных процессов, происходящих в этих водных объектах, и весьма мало зависят от воздействия континентов.

Водные массы континентальных водоемов находятся под непосредственным воздействием водосборных бассейнов, так как формируются или на территории водосборов, или в результате трансформации вод, поступивших в эти водоемы с водосборов. Формирование и свойства водных масс неодинаковы и в континентальных водоемах разных типов. Их различия связаны с особенностями водообмена, влиянием притоков и подземных вод, морфометрическими показателями водоемов.

В образовании водных масс крупных глубоких озер с весьма замедленным водообменом автохтонные процессы играют весьма важную роль. Среди этих процессов в пресных озерах доминируют термические, в минеральных — химические.

Возникновение и свойства водных масс водохранилищ и проточных озер в значительно большей степени обусловлены характером и интенсивностью водообмена и влиянием притоков.

Современному представлению о водных массах континентальных водоемов лучше всего отвечает определение, данное Н. В. Буториным (1969): «Водная масса — некоторый, сравнительно большой объем воды, формирующийся в определенных физико-географических условиях бассейна или в самом водоеме, обладающий в течение каждой фазы гидрологического режима почти постоянными величинами и непрерывным распределением физических, химических и биологических характеристик, составляющих единый комплекс и распространяющихся как одно единое целое».

Поверхность раздела между водными массами называется *гидрологическим фронтом*. Это область наиболее резких изменений показателей водных масс (наибольших градиентов).

По происхождению в континентальных водоемах выделяется три вида водных масс: первичные, основные и трансформированные. *Первичные* водные массы формируются на территории водосборов и поступают в водоемы в процессе стока. Свойства их зависят от физико-географических условий и характера стока водосборов и меняются по фазам гидрологического режима. В водоемах они быстро трансформируются. Водные массы собственно водоемов или *основные* образуются в самих водоемах. Их свойства зависят как от особенностей первичных масс, из которых они формируются, так и от химических, физических и биологических процессов, происходящих в водоемах. Эти свойства, хотя и меняются по сезонам и фазам гидрологического режима, но более стабильны, чем у первичных масс.

*Трансформированные* водные массы формируются из первичных и основных под воздействием внутреннего водообмена и происходящих в водоемах процессов. Свойства их также меняются по сезонам и фазам гидрологического режима.

Первоначальным и весьма важным этапом исследования водных масс является их выделение в каждом водоеме в различные сезоны.

Методы, разработанные для выделения водных масс континентальных водоемов, базируются на анализе горизонтального и вертикального распределения тех или иных физических и химических показателей вод. В них нашли применение с учетом специфики исследуемых водоемов положения косвенных методов выделения водных масс, принятых в океанологии (Буторин, 1969). Для этой цели используются различные показатели водных масс: электропроводность, температура, содержание отдельных ионов (гидрокарбонатов, кальция, кремния, магния, сульфатов, хлоридов), цвет, прозрачность, мутность, концентрация водородных ионов (рН), щелочность, жесткость, содержание кислорода.

Между отдельными показателями водных масс водоемов существуют связи, которые могут быть выражены аналитически или графически. Наиболее тесные связи выявлены между электропроводностью и содержанием гидрокарбонатов, электропроводностью и общей жесткостью (Эдельштейн, 1968; Буторин, 1969 и др.). Между другими показателями таких связей не обнаруживается, как, например, между температурой и электропроводностью, температурой и цветностью.

При выборе показателей для выделения водных масс необходимо учитывать репрезентативность их для каждого водоема или географического региона. Одним из важных в этом отношении свойств показателей является их консервативность (малая измен-

чивость во времени). К наиболее консервативным признакам для пресноводных водоемов относятся содержание гидрокарбонатов, электропроводность, цветность и жесткость вод. Консервативные признаки наиболее надежны для выделения водных масс. Температура, рН, прозрачность, содержание кислорода менее устойчивы и меняются под влиянием процессов, происходящих в одной генетически однородной водной массе. Однако, несмотря на это, они в отдельных случаях могут служить индикаторами происхождения водных масс, как, например, температура ранней весной и поздней осенью, кислород — зимой.

Кроме консервативности, важным критерием для оценки надежности того или иного показателя служит соотношение размаха его колебаний (разности между максимальным и минимальным значением) в водоеме во время съемки ( $A$ ) с возможной ошибкой его определения ( $\Delta$ ), т. е.  $K_p = \frac{A}{\Delta}$  — показатель репрезентативности (Эдельштейн, 1968). Например, для Горьковского водохранилища наиболее надежными показателями оказались температура, электропроводность, общая жесткость, содержание гидрокарбонатов ( $K_p$  соответственно равен 69, 42, 33, 30), худшими — прозрачность, рН, сумма сильных кислот ( $K_p$  соответственно равен 16, 10, 8).

Выделение водных масс производится различными методами. В целом ряде случаев можно выявить распределение водных масс по одному-двум характерным показателям, например по карбонатам и температуре, электропроводности, цветности, мутности.

Один из методов выделения водных масс основан на анализе пространственного распределения наиболее репрезентативных показателей. Показатели мало изменчивы внутри каждой водной массы и резко меняются в зонах их раздела — на гидрологических фронтах. Изолинии значений этих показателей, проведенные на плане водоема, разрежены в районах расположения водных масс и сгущаются у линий фронтов, где градиенты их достигают максимума. Границы водных масс проводятся по расположению максимальных градиентов.

Другой метод базируется на построении и анализе кривых типа  $TS$ , широко применяемых в океанологии (Тимофеев и Панов, 1962; Мамаев, 1963). Такая кривая строится для океанов и морей по значениям температуры ( $T$ ) и солености ( $S$ ) на различных глубинах гидрологической станции.

Для континентальных водоемов вместо солености используют обычно электропроводность ( $\chi$  мкСм/см\*) (рис. 9). По приве-

\* Микросименс  $\left(\frac{1}{\text{Ом}}\right) 10^{-6}$  мкСм/см.

денным на рис. 9 кривым можно заключить, что на рассматриваемой вертикали расположены три водных массы: поверхностная (П), характеризующаяся координатами конца верхней ветви кривой, придонная (Д) — координатами конца нижней ветви и промежуточная (Пр) — координатами точки перегиба кривой.

Для определения характеристик смешения двух водных масс применяются зависимости:

$$\bar{T} = \frac{m_1 T_1 + m_2 T_2}{m_1 + m_2} \quad (45)$$

$$\bar{S} = \frac{m_1 S_1 + m_2 S_2}{m_1 + m_2} \quad (46)$$

где  $T_1, T_2, S_1, S_2$  — температура и соленость смешивающихся водных масс;  $m_1, m_2$  — их массы или объемы;  $\bar{T}, \bar{S}$  — температура и соленость смеси.

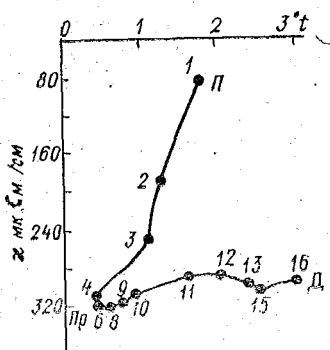


Рис. 9. Кривые  $\chi t$  для Рыбинского водохранилища (по Н. В. Буторину):  $t$  — температура воды,  $^{\circ}\text{C}$ ,  $\chi$  — электропроводность мкС/см

исходным водным массам и точкой, отвечающей их смеси.\*

При смешении трех водных масс показатели смеси определяются по соотношениям:

$$\bar{T} = \frac{m_1 T_1 + m_2 T_2 + m_3 T_3}{m_1 + m_2 + m_3} \quad (47)$$

$$\bar{S} = \frac{m_1 S_1 + m_2 S_2 + m_3 S_3}{m_1 + m_2 + m_3} \quad (48)$$

\* Подробнее см. в книге Н. В. Буторина «Гидрологические процессы и динамика водных масс в водохранилищах Волжского каскада». Л., 1969, с. 194.

В случае смешения трех водных масс для определения их процентного содержания в смеси можно использовать треугольник смешения (Тимофеев и Панов, 1962; Буторин, 1969). Он строится по значениям пары наиболее репрезентативных признаков (для морских вод — температура и соленость, для континентальных — электропроводности и цветности (рис. 10), температуры, содержания тех или иных ионов, свойств каждой из трех водных масс в районе, где она не взаимодействует с другими водными массами. Точки, нанесенные по этим значениям признаков на поле номограммы характеризуют соотношение этих признаков каждой массы в ее наиболее чистом виде ( $M$ ,  $B$ ,  $Ц$  на рис. 10). Эти точки принимаются за вершины треугольника смешения. Стороны треугольника  $BM$ ,  $MЦ$  и  $ЦB$  проводятся при допущении прямолинейности изменения концентрации водных масс. Процентное содержание водных масс (например,  $B$  и  $M$  на стороне  $BM$ ), характеризуемое любой точкой на стороне треугольника, обратно пропорционально расстояниям этой точки от вершин ( $B$ ,  $M$ ):

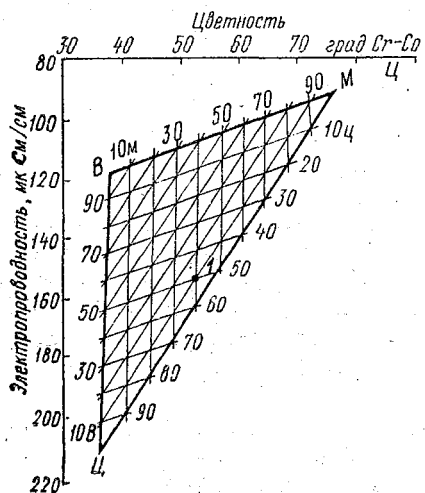


Рис. 10. Треугольник смешения для определения процентного содержания водных масс (по Н. В. Буторину)

Для определения соотношения водных масс, соответствующего точкам внутри треугольника, каждая сторона его разбивается на десять равных отрезков, из концов которых проводятся прямые, параллельные сторонам треугольника. Содержание каждой из водных масс в какой-либо точке водоема определяется графически, как показано на рис. 10. Например, в точке 1 (рис. 10) будет 10% массы  $B$ , 50% массы  $Ц$  и 40% массы  $M$ . Поскольку характеристики водных масс меняются по сезонам и фазам гидрологического режима, номограммы строятся отдельно для каждой гидрологической съемки водоема. Расположение точек вне треугольника может быть связано как с неточностью определения крайних значений исходных водных масс, так и с наличием в отдельных, большей частью прибрежных мелководных районах водных масс, сформированных при воздействии малых притоков, склонового стока или прунтовых вод. В случае малых изменений ха-

рактических исходных водных масс (например, зимой) построение треугольника может выполняться по осредненным для нескольких съемок значениям показателей.

По данным о значениях какого-либо показателя исходных водных масс и смеси их можно определить процентное соотношение объемов этих масс при смешении. Такая зависимость использована, например А. А. Зениным, для оценки степени смешения вод Оки и Волги:

$$V_B = \frac{x_0 - x}{x_0 - x_B} 100\%,$$

где  $V_B$  — объем волжских вод в %;  $x_0$ ,  $x_B$ ,  $x$  — электропроводность соответственно окских, волжских вод и вод смеси их.

Границы водных масс можно определить по линиям 50%-ного смешения их, проанализировав данные, полученные с помощью построений типа  $TS$  и нанесенные на план водоема. Исследования, проведенные на Рыбинском водохранилище, показали, что гидрологические фронты, проведенные по этому методу и по максимальным градиентам показателей водных масс, в большинстве случаев совпадают.

Рассмотренные методы дали положительные результаты при выделении водных масс в водохранилищах Волжского каскада, но в ряде случаев применение этих методов связано с большими трудностями. Разграничение водных масс по максимальным градиентам затруднительно в случаях соприкосновения нескольких водных масс различного происхождения, имеющих близкие значения используемых показателей. При построении зависимостей типа  $TS$  для мелководных водоемов с неустойчивым режимом получается большой разброс точек, обусловленный как сезонной изменчивостью показателей, так и различной их репрезентативностью.

Этих затруднений можно избежать при комплексном учете ряда показателей водных масс. Для унификации используемых показателей их необходимо выразить в одной системе единиц. В этих целях используется метод стандартизации признаков, согласно которому значения того или иного показателя рассматриваются как статистический ряд независимых переменных. Стандартизованное значение показателя определяется по формуле:

$$X_i = \frac{x_i - x}{\sigma}, \quad (49)$$

где  $x_i$  — численное значение показателя;  $x$  — среднее значение ряда;  $\sigma$  — стандартное отклонение.



Для учета различной точности определения отдельных показателей и изменчивости ряда вводится поправочный коэффициент  $K_p$  к величине  $S$ :

$$K_p = 1 - \frac{T}{C_v}, \quad (50)$$

где  $T$  — ошибка измерения показателя, выраженная в долях от его среднего значения ( $x$ );  $C_v$  — коэффициент вариации ряда. Тогда общее выражение для расчета стандартизованного показателя примет вид:

$$S_i = \frac{x_i - x}{\sigma} \left( 1 - \frac{T}{C_v} \right). \quad (51)$$

Степень различия  $d$  двух точек  $m$  и  $n$  по комплексу признаков находится по формуле:

$$d = \sqrt{(S_m - S_n)_1^2 + (S_m - S_n)_2^2 + \dots + (S_m - S_n)_l^2}, \quad (52)$$

где  $l$  — число используемых показателей.

Применение этого метода позволяет оценить различия между водными массами в двух точках по любому комплексу показателей. Такой метод был разработан М. Г. Ершовой (1968) по материалам исследований Рыбинского водохранилища. Значения  $d$  между каждой из станций и всеми остальными по нескольким показателям, нанесенные на план водоема, используются для разграничения водных масс.

В крупных озерах с замедленным водообменом, коэффициент условного водообмена которых — отношение объема стока из водоема ( $V_{ст}$ ) к среднему объему водоема ( $V_B$ ) за тот же промежуток времени —  $K_B = \frac{V_{ст}}{V_B}$  меньше 0,1, формирование, свойства и размещение водных масс связаны в первую очередь с процессами, происходящими в самих водоемах. Примерами таких озер могут служить Ладожское и Онежское. Центральные (озерные) водные массы занимают большую часть их объема (в Онежском озере около 70%). Они отличаются стабильностью физико-химических свойств, практически мало меняющихся не только по сезонам, но и в течение ряда лет, хотя размеры и положение самих масс различны в разные по водности сезоны и годы. Трансформированные водные массы прибрежий и заливов распространяются до районов со сравнительно небольшими глубинами (в Онежском и Ладожском озерах в среднем 30—40 м). Они находятся под воздействием вод, поступающих с водосборов, и свойства их меняются по сезонам и годам с различной водностью. Многолетняя

амплитуда колебаний их показателей в два — пять раз больше, чем у озерных масс.

По данным экспедиционных исследований, проведенных Институтом озероведения АН СССР (1963—1966 гг), амплитуда колебаний минерализации ( $\Sigma$ ) воды поверхностного слоя центральной части Ладожского озера в безледный период не превышала 6,6 мг/л (от 50,9 до 57,5 мг/л), а амплитуда колебаний

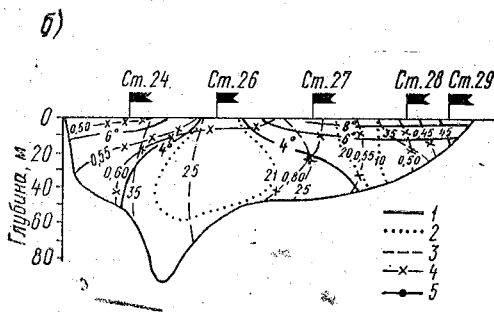
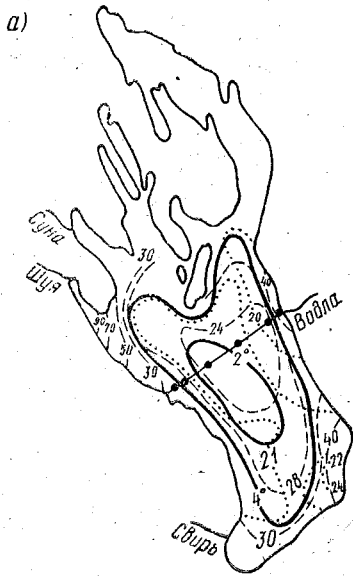


Рис. 11. Распределение водных масс по акватории (а) и 3-му гидрологическому разрезу (б) Онежского озера в июне 1966 г. (по Б. Б. Богословскому и В. А. Кирилловой): 1 — температура, °С; 2 —  $\text{НСО}_3$ , мг/л; 3 — цветность, град; 4 — прозрачность, доли от единицы; 5 — гидрологические разрезы и станции

$\text{НСО}_3$  — 3,7 мг/л. В восточной, прилегающей к Свири, части озера колебания  $\Sigma$  достигали за этот период 35,6 мг/л (от 37,8 до 73,4 мг/л), а колебания  $\text{НСО}_3$  — 19,0 мг/л. Распределение некоторых показателей водных масс в Онежском озере по данным Института озероведения АН СССР, показано на рис. 11. Здесь хорошо видны различия физико-химических показателей озерной водной массы, расположенной в теплоинертной глубоководной области (ТИО) и трансформированных водных масс прибрежной теплоактивной области (ТАО). Озерная водная масса отличается повышенной минерализацией и содержанием  $\text{НСО}_3$  (21 мг/л), значительной прозрачностью (0,60) при низкой температуре (ниже 4 °С) и малой цветности (25 град). \* Для прибрежных водных масс характерен относительно сильный прогрев (до 6—8 °С), пониженная прозрачность (0,40—0,50) и более высокая цветность (35—45 град).

В проточных озерах ( $K_b > 1$ ) формирование и режим водных масс определяется притоком с бассейна и стоком. В них доминируют трансформированные водные массы притоков. Озерные массы существуют, как правило, только в меженные периоды. Свойства, размеры и местоположение водных масс изменяются по фазам гидрологического режима. Колебания физико-химических показателей значительны, вплоть до изменения гидрохимического класса вод по сезонам и годам с различной водностью. Примером таких озер может служить Ильмень, водообмен которого совершается в среднем за три-четыре месяца ( $K_b = 3,8$ ). В формировании водных масс этого озера основную роль играют крупные притоки: Ловать и Шелонь, несущие воды со значительным содержанием хлора, и Мста, отличающаяся водами гидрокарбонатного класса. Свойства водных масс Ильменя существенно меняются в годы разной водности. Так, в маловодный 1964 г. хлоридные меженные воды Ловати и Шелони преобладали не только в приустьевых районах, но и в центральной части водоема, в то время как многоводный 1966 г. отличался более однородным распространением гидрокарбонатных вод малой минерализации по всему озеру, за исключением приустьевых участков. Распределение минерализации и содержание хлора в водах озера Ильмень при почти полной гомотермии в конце лета 1964 и 1966 гг. представлено на рис. 12.

В 1964 г. хорошо видно значительное распространение от устья Ловати к центру озера вод высокой минерализации ( $\Sigma_{\text{и}} > 200$  мг/л) с содержанием хлора до 50—60 мг/л. В 1966 г. эти воды прослеживались только у устья Ловати, в центре же озера располагались слабо минерализованные воды ( $\Sigma_{\text{и}} = 130$  мг/л, содержание Cl — 22 мг/л) (Богословский и Кириллова, 1973).

О резких колебаниях во времени свойств водных масс не только прибрежной, но и центральной части озера свидетельствуют данные съемок гидрометслужбы 1963—66 гг. По этим данным минерализация воды колебалась в устье Ловати в пределах 83—656 мг/л (амплитуда 573 мг/л), в центральной части — в пределах 127—308 мг/л (амплитуда 181 мг/л), содержание хлора соответственно 10—212 мг/л (202 мг/л) и 12—58 мг/л (46 мг/л).

Главную роль в формировании водных масс водохранилищ играют воды питающих их рек. Первичные водные массы этих рек, поступающие в водохранилище, в течение некоторого времени сохраняют свои свойства и занимают те или иные его участки. Смещиваясь друг с другом и с водами, находящимися в водохранилище, и взаимодействуя с грунтами дна и атмосферой, они изменяют

---

\* Прозрачность выражена в долях от единицы (прозрачности оптически чистой воды), цветность — в единицах (градусах) платиново-кобальтовой шкалы.

свои первоначальные свойства и образуют новую основную водную массу водохранилища.

Свойства и объемы вод, поступающих с водосбора, и процессы трансформации их в водохранилищах меняются в течение года по сезонам. Соответственно этому подвержены сезонным колебаниям свойства водных масс, их объемы и распределение в водохранилищах.

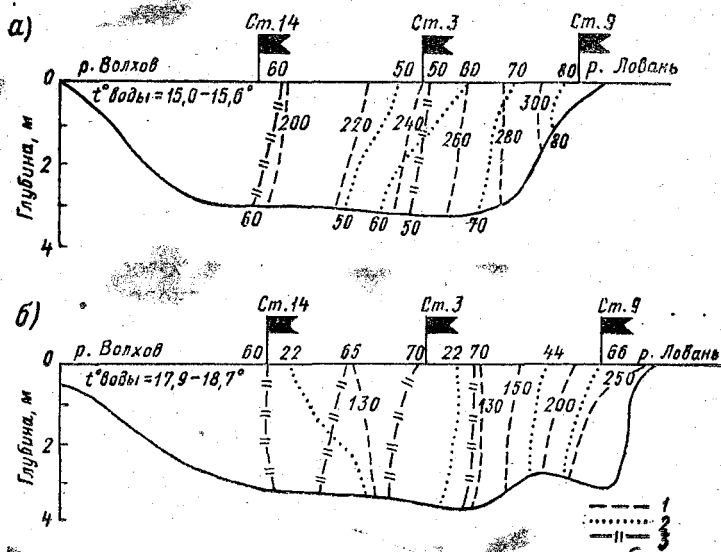


Рис. 12. Распределение показателей водных масс озера Ильмень на гидрологическом разрезе исток Волхова — устье Ловати 9—10/IX 1964 г. (а) и 20—21/VIII 1966 г. (б) (по Б. Б. Богословскому и В. А. Кирилловой): 1 —  $\Sigma$ , мг/л; 2 —  $\text{Si}$ , мг/л; 3 — цветность, град.

Наполнение водохранилищ происходит в основном в периоды половодий, и воды половодья играют решающую роль в формировании водных масс этих водоемов. В каскадах сток половодий трансформируется верхними водохранилищами, в связи с чем формирование и свойства водных масс расположенных ниже водоемов в значительной мере обусловлены характером регулирования стока, временем и объемом попусков и особенностями вод, поступающих из верхних водохранилищ.

Процессы формирования, трансформации и распределения водных масс в крупных равнинных водохранилищах хорошо видны на примере исследованных Институтом биологии внутренних вод АН СССР водохранилищ Волжского каскада. Эти процессы различны в крупном (площадь зеркала при НПУ 4550 км<sup>2</sup>, полный объем

24,4 км<sup>3</sup>) Рыбинском водохранилище озерного типа с замедленным водообменом (коэффициент годового водообмена 1,34) и Горьковском водохранилище речного типа с интенсивным водообменом (площадь зеркала 1570 км<sup>2</sup>, полный объем 8,71 км<sup>3</sup>, годовой коэффициент водообмена 6,7).

Благодаря слабому водообмену Рыбинского водохранилища воды половодья притоков, из которых сток Волги и Шексны зарегулирован вышерасположенными водохранилищами каскада, играют важную роль в формировании его водных масс.

Весной приток в водохранилище вдвое превышает сток и воды половодья аккумулируются в нем.

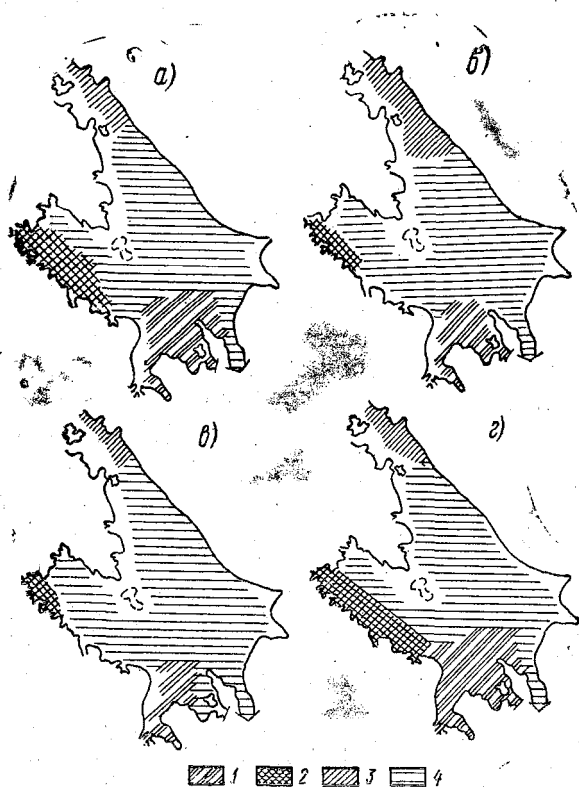


Рис. 13. Распределение водных масс в Рыбинском водохранилище весной (а), летом (б), осенью (в), зимой (г) (по Н. В. Буторину). Водные массы: 1 — волжская, 2 — моложская, 3 — шекснинская, 4 — водохранилища

В период весеннего наполнения водохранилища речные водные массы распространяются от устьев притоков к открытой части водоема (рис. 13 а). В мае — начале июня они занимают 40—60% общей площади и 35—55% объема водохранилища. Весной наиболее резко сказывается увеличение доли речных водных масс в многоводные годы и уменьшение в маловодные. Так, 12 мая многоводного 1962 г. они распространились на 59% площади и занимали 53% объема водохранилища, а 9 мая маловодного 1960 г. — на их долю приходилось только на 43% площади и 36% объема.

Свойства первичных (речных) и основной водных масс весной резко различны. Основная водная масса, сохранившаяся в водоеме с зимнего периода, отличается наибольшей в году минерализацией (электропроводность 190—290 мкСм/см), низкой температурой (2—6°) и малой окрашенностью (цветность 40—60 град.). Для первичных водных масс притоков характерна наименьшая в году минерализация (электропроводность 70—120 мкСм/см), сильный (до 10—12°) прогрев воды и повышенная ее окрашенность (100—150 град.).

Летом, с прекращением наполнения водохранилища, площади, занимаемые речными водными массами и объемы этих масс уменьшаются, а площадь распространения и объем основной массы увеличиваются.

В августе речные водные массы занимают всего 25—35% площади и 10—25% объема водохранилища (рис. 13 б). Это происходит как в результате уменьшения притока речных вод, так и в процессе трансформации их при замедленном водообмене. Различия между водными массами в процессе трансформации сглаживаются.

При осенней и особенно зимней сработке уменьшается относительный объем основной водной массы и увеличивается объем речных масс. Речные воды продвигаются к центральной части водоема (рис. 13 г). Такое распределение обусловлено сработкой за счет основной водной массы.

Минерализация основной водной массы осенью остается в тех же пределах, что и летом, зимой возрастает, но медленнее, чем минерализация речных масс. В последних она продолжает интенсивно возрастать и достигает зимнего максимума (электропроводность 300—440 мкСм/см).

подавляющую часть вод, поступающих в Горьковское водохранилище, составляет сравнительно однородная водная масса, сбрасываемая из Рыбинского водохранилища. Воды боковой приточности дают в среднем только 36% годового притока. Доля их весной возрастает до 60—70% притока, летом уменьшается почти вдвое по сравнению с весной, а зимой не превышает 10—15%. Соответственно сезонным изменениям соотношения вод основной и боковой приточности меняется распределение водных масс в во-

дохранилище. Водные массы существенно отличаются друг от друга по своим свойствам. Показатели их значительно колеблются по сезонам.

Весной водная масса, поступающая из Рыбинского водохранилища, заполняет всю верхнюю речную часть Горьковского водохранилища и продвигается в его нижнюю озерную часть, вытесняя из него зимнюю водную массу. В конце весны — начале лета почти вся озерная часть водохранилища занята водной массой, образовавшейся в результате смешения вод Рыбинского водохранилища с полыми водами притоков — Унжи и Немды. Образовавшаяся от смешения этой водной массы с водами притоков весенняя основная масса водохранилища отличается малой минерализацией (электропроводность 50—80 мкСм/см) и пониженной цветностью (35—45 град).

Летом трансформированная водная масса Рыбинского водохранилища доминирует как в речной, так и в озерной частях водоема. Воды, связанные по своему происхождению с весенним половодьем, к лету или вытесняются из водохранилища, или полностью трансформируются.

При значительных паводках на крупном притоке водохранилища р. Унже ее воды, смешиваясь с водами, поступающими из Рыбинского водохранилища, образуют основную водную массу, вытесняя летние воды к плотине.

Основная водная масса водохранилища сохраняется в его озерной части и осенью, в то время как речная часть заполняется водами, текущими из Рыбинского водохранилища.

Зимой весь водоем заполняется трансформированной водной массой, поступившей из Рыбинского водохранилища, кроме северо-востока озерной части, где аккумулируются воды притоков — Унжи и Немды.

В связи с различиями плотности воды водных масс, обусловленной их минерализацией и температурой, наблюдается натекание одних водных масс на другие и расслоение водной толщи на водные массы по вертикали. Это расслоение наиболее резко зимой, когда перемешивание ослаблено.

Так, различия электропроводности воды по вертикали в центральной части Рыбинского водохранилища зимой достигают 30%, а в отдельных случаях даже 100%. На слабопроточных участках эти различия сохраняются и после вскрытия, достигая в мае 10—20%, а летом от 10 до 40% и более. Аналогичные различия наблюдаются и в Горьковском водохранилище, особенно в устьях притоков.

Выявленные закономерности могут быть распространены на крупные равнинные водохранилища с учетом морфометрических особенностей, водного баланса, водообмена, динамики вод, характера регулирования стока каждого водоема.

Свойства водных масс и их распределение по водоемам создают определенные условия для жизни водных организмов.

Наличие тех или иных водных масс свидетельствует о влиянии притоков на режим водоемов. Стабильность или изменчивость водных масс и особенности их перемещения служат показателями возможности распространения антропогенных загрязнений в водоемах.

Выявление свойств и закономерностей размещения водных масс озер и водохранилищ имеет практическое значение в рыбном хозяйстве для оценки районов обитания и нагула рыб. Не меньшее значение имеют исследования водных масс и в охране водоемов для установления возможных ареалов распространения, путей и скоростей движения сточных вод. Загрязненные воды могут перемещаться с трансформированными водными массами, а проникновение их в озерные массы центральных районов водоемов грозит устойчивым загрязнением преобладающих по объему частей водоемов.

#### ЛИТЕРАТУРА

Богословский Б. Б., Кириллова В. А. — Водные массы озер с различным водообменом. — В кн.: «Вопросы современной лимнологии». Л., 1973.

Браславский А. П. Расчет ветровых волн. — Тр. ГГИ, вып. 35/89, Л., 1952.

Буторин Н. В. Гидрологические процессы и динамика водных масс в водохранилищах Волжского каскада. Л., 1969.

Зайков Б. Д. Очерки по озероведению. Ч. II. Л., 1960.

Исследование течений в озерах и водохранилищах. Л., 1972.

Матарзин Ю. М., Богословский Б. Б., Мацкевич И. К. Гидрологические процессы в водохранилищах. Пермь, 1977.

Селюк Е. М. Исследования, расчеты и прогнозы ветрового волнения на водохранилищах. Л., 1961.

СНиП II—57—75. Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов). Ч. II, гл. 57. М., 1976.

Спектральный метод расчета волнового режима и его использование в гидротехническом строительстве. М., 1969. Авт.: Ю. М. Крылов, С. С. Стрекалов, В. Ф. Цыплухин и др.

Тимофеев В. Т., Панов В. В. Косвенные методы выделения и анализа водных масс. Л., 1962.

Титов Л. Ф. Ветровые волны. Л., 1969.

Фельзенбаум А. И. Теоретические основы и методы расчета установившихся течений. М., 1960.



## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Ветровые волны . . . . .	4
Течения . . . . .	25
Водные массы . . . . .	43
Литература . . . . .	56

## ВОЛНЫ, ТЕЧЕНИЯ И ВОДНЫЕ МАССЫ ВОДОЕМОВ Конспект лекций

Под редакцией *Б. Б. Богословского*  
Редактор *И. Н. Базилевская*

---

Сдано в набор 24.04.80. Подписано в печать 31.12.80. М-23541. Формат бумаги 60×90./<sub>16</sub>. Бумага тип. № 2. Лит. гарн. Печать высокая. Печ. л. 3,2. Уч.-изд. л. 3,0. Тираж 700 экз. Темплан 1980 г., поз. 470. Заказ 588. Цена 15 коп.  
ЛПИ имени М. И. Калинина, 195251, Ленинград, Политехническая, 29.

---

Типография ВВМУПП им. Ленинского комсомола

