

УДК 551.481

Л. В. ГУРЬЯНОВА

МОРФОМЕТРИЯ МАЛЫХ ОЗЕР И ИХ ТЕРМИКА

Важное экологическое значение температурного режима водной массы в функционировании водоемов озерного типа очевидно и достаточно полно освещено в литературе [1, 2 и др.]. В меньшей мере разработаны вопросы взаимосвязей термических характеристик водной массы и морфометрических показателей озерной котловины. Выявление и количественная оценка зависимостей теплозапаса водной массы в летний период, мощности эпилимниона, температуры придонного слоя воды от глубины озерной котловины, площади и ширины водного зеркала и других морфометрических параметров возможны на базе статистической обработки массового материала натуральных исследований. Исходными данными настоящей статьи являются результаты комплексных лимнологических обследований 95 разнотипных водоемов Белорусского Поозерья, проведенных ОНИЛ озероведения БГУ имени В. И. Ленина в летний период (июнь—июль) в течение 1967—1980 гг. В исследуемых водоемах площадь акватории изменяется от 0,09 до 79,62 км², средняя глубина — от 1,2 до 18,5 м, максимальная — от 2,5 до 53,6 м.

В летний период аккумуляция поступающего солнечного тепла водоемом находится в прямой зависимости от глубины озерной котловины. В мелководных водоемах со средними глубинами порядка 1—3 м теплозапас оценивается в $1-3 \cdot 10^8$ Дж/м² (оз. Островиты, Ельно, Нещердо и др.), в то время как при средних глубинах более 3 м он увеличивается до $3-6 \cdot 10^8$ Дж/м² (оз. Рудаково, Волосо Юж., Долгое и др. (см. таблицу)). В целом зависимость между теплозапасом воды (T , Дж/м²) и средней глубиной ($H_{\text{ср}}$, м) носит линейный характер (рис. 1). Аналогичного вида линейные зависимости между тепловым бюджетом и средней глубиной получены для озер различных географических зон [3].

Поступающее солнечное тепло распределяется по глубине в зависимости от морфометрических особенностей котловины. В водоемах с формой котловины, близкой к конусу* (с укрытым основным объемом водной массы), динамическое перемешивание ограничено верхними слоями воды, и основное тепло аккумулируется в эпилимнионе. При эллипсоидальных и параболоидных формах котловины поступающее солнечное тепло в целом равномерно распределяется в толще воды, но эффективность нагревания воды в хорошо перемешиваемых водоемах значительно ниже, чем в стратифицированных. Если оценить работу ветра на единицу площади акватории, которая должна быть затрачена для распределения в водной массе поступающего в летний период тепла через показатель R_z^f [2], соотнести ее с теплозапасом воды, то по

* Форма котловины водоемов определяется с учетом характера батиметрических кривых в приближении к геометрическим телам: конусу, параболоиду, эллипсоиду [2].

Основные лимнологические показатели, содержание тепла в летнее время
(июнь — июль) и работа ветра, затрачиваемая на его распределение,
в водных массах озер Белорусского Поозерья

Озеро	Год	$V_{\text{оз.}}$ млн м ³	$f_{\text{в}}$ км ²	$B_{\text{ср.}}$ км	$H_{\text{ср.}}$ м	$H_{\text{мах.}}$ м	$H_{\text{э.}}$ м	$t_{\text{д.}}$ °С	T , 10 ⁸ Дж/м ²	R_{Σ}^t Дж/м ²	$R_{\Sigma}^t/T \cdot 10^{-6}$
Нарочь	1978	708,44	79,62	6,20	8,9	24,8	23,0	15,7	6,15	942,60	1,53
Долгое	1968	43,17	2,60	0,40	16,6	53,6	5,0	5,3	5,70	395,06	0,69
Павлинское	1975	23,49	3,86	1,12	6,1	12,9	6,0	16,0	5,03	512,68	1,02
Гнирково	1972	7,97	0,51	0,17	15,4	43,3	4,0	4,7	5,03	303,69	0,60
Спуды	1970	107,00	22,00	2,50	4,9	16,5	13,0	16,5	4,68	308,49	0,66
Волосо Юж.	1970	15,07	1,21	0,48	12,5	40,4	7,0	4,4	4,66	524,14	1,12
Рудаково	1978	2,85	0,24	0,34	11,3	28,6	5,0	5,2	4,21	300,54	0,71
Веркудское	1970	10,86	1,80	0,80	6,0	12,0	4,0	10,0	3,99	408,41	1,02
Мядель	1980	102,00	16,20	2,57	6,3	24,6	16,0	9,3	3,93	1074,95	2,74
Обстерно	1972	50,00	9,89	1,80	5,1	12,0	8,0	14,2	3,91	547,43	1,40
Гульбега	1980	1,52	0,23	0,24	6,6	12,9	4,0	8,0	3,90	174,28	0,45
Бережа	1972	7,77	1,93	0,88	4,0	8,2	7,0	18,0	3,69	270,95	0,73
Еди	1980	4,84	0,61	0,38	7,9	19,7	5,0	6,8	3,57	223,50	0,63
Каймин	1980	3,26	0,43	0,27	7,6	19,5	5,0	5,2	2,99	173,96	0,58
Нещердо	1972	84,72	24,62	2,04	3,4	8,1	8,0	20,4	2,85	244,24	0,86
Неспиш	1972	13,75	4,57	0,99	3,2	6,3	5,0	19,8	2,83	91,82	0,32
Ельно	1973	1,19	0,46	0,28	2,6	6,1	1,0	16,6	2,25	56,84	0,25
Кошо	1974	14,39	4,15	0,65	3,5	17,1	8,0	4,9	1,76	300,08	1,71
Обабье	1973	2,54	1,40	0,43	1,8	2,9	2,0	17,6	1,40	23,87	0,17
Островиты	1973	0,51	0,41	0,35	1,3	2,7	2,0	21,6	1,23	32,82	0,27

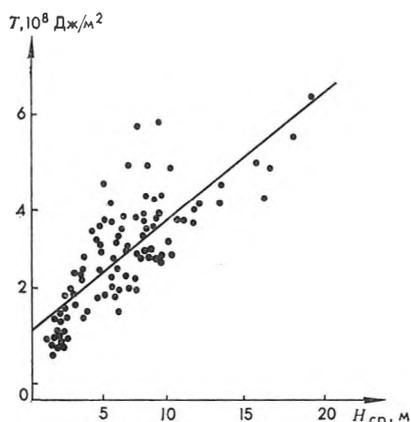


Рис. 1. Зависимость теплозапаса воды озер в летний период (июнь — июль) от средней глубины:

$$T = (1,57 + 0,27 \cdot H_{\text{ср}}) \cdot 10^8, \text{ Дж/м}^2; r = 0,78$$

риной до 2 км наибольшая толщина эпилимниона достигает 8 м, в более крупных водоемах ($B_{\text{ср}} = 2-6$ км) мощность слоя, охваченного перемешиванием в летний период, довольно велика (8—20 м). В целом связь между средней шириной озера и мощностью эпилимниона ($H_{\text{э}}$, м) описывается соотношением вида: $H_{\text{э}} = 2,88 + 3,02 B_{\text{ср}}$, м, при $r = 0,78$, где r — коэффициент линейной парной корреляции.

Формирование слоя температурного скачка (вертикальный градиент ≥ 1 град/м) в толще водной массы ограничивает поступление солнечного тепла в придонные слои водоема. Озера с устойчивым и ярко выраженным слоем металимниона, в которых полное вертикальное перемешивание водных масс происходит два раза в год (димиктический режим [4]), отличаются низкими летними придонными температурами 4—7 °С (оз. Кошо, Еди и др.). Особое место занимают водоемы с неустойчивым металимниальным слоем, который периодически разрушается под действием ветра (переходный к димиктическому режим), и температурами придонных слоев в летний период 8—13 °С (оз. Мядель, Веркудское и др.). В постоянно перемешиваемых озерах (полимиктический режим [5]) слой температурного скачка отсутствует, а температура придонных слоев летом достигает 22 °С (оз. Неспиш, Обабье).

Особенности вертикального температурного расщепления тесно связаны с максимальной глубиной котловины водоема. Например, при близких значениях площади водного зеркала (f_0) (4,57 и 4,15 км²) и объемах воды (13,75 и 14,39 млн м³), но разными максимальными глубинами стратификация водных масс оз. Неспиш и Кошо различная. Оз. Неспиш с незначительной максимальной глубиной (6,3 м) хорошо перемешивается в период открытой воды; температура его придонного слоя в июле около 19,8 °С. Форма котловины оз. Кошо близка к конусу с максимальной глубиной 17,1 м. В летний период водная масса озера стратифицирована, температура стагнирующего гипolimниона составляет 4,9 °С (см. таблицу). В целом по выявленным зависимостям степенного вида увеличение максимальной глубины (H_{max}) на 1 м при прочих равных условиях в диапазоне глубин 5—10 м вызывает уменьшение температуры придонного слоя воды ($t_{\text{д}}$) на 1 °С, на глубинах 10—15 м — 0,4 °С. Дальнейшее увеличение или уменьшение глубин ведет к незначительным изменениям температуры озерной воды — 0,1—0,2 °С ($t_{\text{д}} = 45,29 \cdot H_{\text{max}}^{-0,61}$, °С, при $r = -0,80$).

Таким образом, показатели формы котловины (площадь акватории, ее ширина, максимальная, средняя глубины) существенно влияют на условия накопления и распределения тепла в водной массе летом. При этом поверхностные (f_0 , $B_{\text{ср}}$) и глубинные (H_{max} , $H_{\text{ср}}$) морфометриче-

полученному соотношению можно судить об эффективности нагревания воды (см. таблицу). Низкие величины $R^1/T = 0,2 \cdot 10^{-6}$ характерны для хорошо перемешиваемых мелководных водоемов, в которых происходят значительные потери тепла на испарение и обратное излучение нагретой до высоких температур поверхности воды (оз. Обабье, Островиты и др.); в озерах с объемом водной массы более 10 млн м³, развитым эпилимнионом (более 5 м) R^2/T увеличивается до $0,9 \cdot 10^{-6} - 2,7 \times 10^{-6}$ (оз. Мядель, Волосо Юж. и др.).

Интенсивность динамического воздействия ветра на водную массу тесно связана с площадью водного зеркала и, в частности, с его средней шириной ($B_{\text{ср}}$, км). В водоемах со средней ши-

ские характеристики являются статистически не связанными между собой величинами. Температура придонного слоя воды в зависимости от соотношения площади водного зеркала и максимальной глубины описывается уравнением вида: $t_d = 0,128 \cdot f_0 - 0,446 \cdot H_{\max} + 17,996, ^\circ\text{C}$, при $R = -0,84$, где R — коэффициент множественной корреляции. На основании расчетов по данному уравнению составлена номограмма для площадей водоемов от 0,5 до 25,0 км², максимальных глубин 1—45 м, где отмечено положение стратифицированных и слабостратифицированных водоемов (рис. 2). Группировка водоемов по степени стратификации проводилась с учетом наличия металимниального слоя в момент обследования.

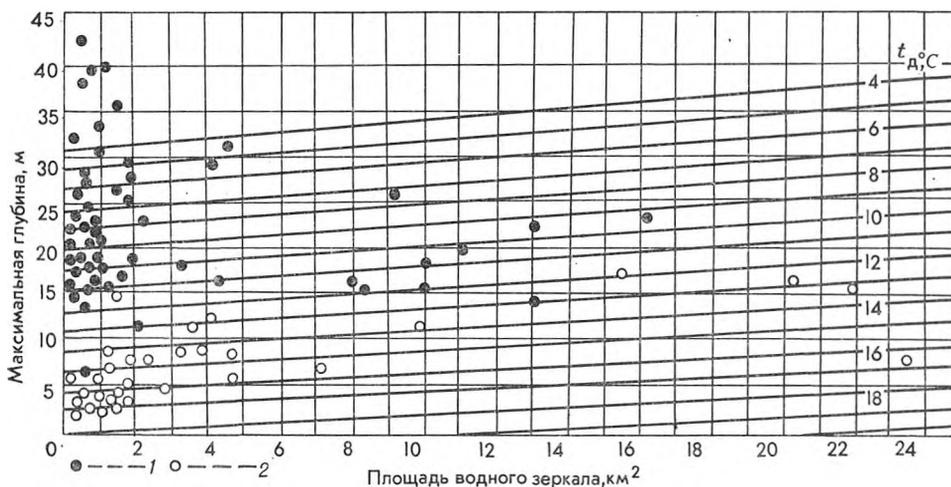


Рис. 2. Номограмма для определения температуры придонного слоя воды в летний период с учетом площади водного зеркала и максимальной глубины стратифицированного (1) и слабостратифицированного (2) озера

Из анализа номограммы следует, что в условиях летнего прогревания водных масс озер с площадью акватории до 1 км² явно выраженный слой температурного скачка, гипolimнион с придонными температурами 8—13 °С формируются при максимальных глубинах не менее 10 м, стагнирующий гипolimнион с температурой придонного слоя воды 4—7 °С — при максимальных глубинах не менее 24 м, что в целом согласуется с результатами исследований [6, 7]. Однако с увеличением площади водного зеркала возрастает интенсивность динамического воздействия ветра на водную поверхность озера: устойчивое температурное расслоение водных масс происходит при больших максимальных глубинах. В озерах с площадью акватории около 25 км² димиктический режим водной массы формируется при максимальных глубинах не менее 31 м, переходный к димиктическому — 17 м, полимиктический — от 1 до 17 м. Адекватность графического построения проверена при сопоставлении расчетных данных и результатов натурных измерений температуры воды в области максимальных глубин на примере 13 озер, репрезентативных для Белорусского Полесья. С помощью номограммы можно достоверно оценить тип термического режима водной массы (димиктический, переходный к димиктическому, полимиктический), температуру придонного слоя в летний период в среднем с точностью ± 2 °С.

Таким образом, проведенные расчеты позволяют прогнозировать особенности формирования термического режима малых озер с учетом морфометрических характеристик котловины.

Список литературы

1. Якушко О. Ф. Озероведение. География озер Белоруссии. Минск, 1981. С. 223.
2. Хомские В. Р. Динамика и термика малых озер. Вильнюс, 1969. С. 204.

3. Драбкова В. Г., Сорокин И. Н. Озеро и его водосбор — единая природная система. Л., 1979. С. 195.
4. Хатчинсон Д. Лимнология. М., 1969. С. 352.
5. Olszewski P. // *Zeszyty naukowe wyzszej szkoly rolniczej w olsztynie*. 1959. № 4. S. 111.
6. Ковалевская Р. З. // Биопродуктивность озер Белоруссии. Минск, 1971. С. 34.
7. Kajak Z., Zdanowski B. // *Ecol. pol.* 1983. Z. 31. № 2. S. 239.

УДК 551.481

П. С. ЛОПУХ

ТИПОЛОГИЯ ОЗЕР БЕЛОРУССИИ ПО РЕЖИМУ УРОВНЕЙ ВОДЫ

Уровенный режим озер — один из факторов, определяющих их гидродинамические особенности, а в конечном счете весь лимнологический комплекс процессов. Особенности уровенного режима озер Белорусского Поозерья по сезонам года, связь с морфометрией котловины и водосбором рассматривались в работах О. Ф. Якушко [1] и гидрологических справочниках. На тесную связь гидрологических параметров водных объектов и метеоэлементов территории БССР указывается в [2].

В наших исследованиях использованы материалы наблюдений за уровенным режимом озер БССР с 1945 г., а также по ряду водоемов более ранних сроков, опубликованные в гидрологических ежегодниках.

Анализ этих наблюдений показал, что для озер БССР после периода весеннего наполнения характерно понижение уровня, нарушаемое небольшими колебаниями, вплоть до зимней межени. В отдельные годы отмечены отклонения от общего хода, выраженные синхронно на всех водоемах. Повышение уровня в озерах обычно начинается в первой половине апреля и к концу месяца достигает наибольшей высоты (1,0—2,5 м). Интенсивность подъема доходит до 40 см в сутки, а продолжительность высоких вод — до 10 суток. Осенние и летние подъемы уровня редко превышают 0,5 м. Амплитуда уровней по отношению к среднему многолетнему изменялась в интервале от -55 до $+55$ см.

В многолетнем цикле режима уровней озер Белоруссии отчетливо прослеживаются две регрессивные фазы, повторяющиеся через 10 лет (1955—1960 и 1965—1972). В промежутке между этими длительными фазами выделяются периоды с экстремальными значениями уровней противоположных знаков. Период неустойчивой фазы между двумя наименьшими значениями имеет тенденцию к увеличению: 1952—1954; 1960—1964; 1972—1977 гг. Наличие абсолютного максимума (1962), совпадение выделенных фаз с аналогичными в других регионах страны, а также с фазами общей увлажненности территории Европы свидетельствуют о синхронном изменении водности водоемов БССР [3].

Периодичность максимальных уровней за 30-летний период составила 5 лет; многолетние повторяемые циклы равны 4—5 годам. Менее четкая закономерность наблюдается в повторении минимальных уровней. Однако практически каждому наибольшему по водности периоду предшествует год с низким уровнем.

Основными показателями устойчивости уровенного режима озер приняты удельный водосбор (ΔF) и средняя величина амплитуды колебания уровня за многолетний период (\bar{A}_0) — наиболее надежная типологическая характеристика водного режима ($A_0 = f(\Delta F)$) [4]. По характеру формирования стока с водосборов озера можно объединить в три большие группы: полесского типа, центральных областей и Поозерья.

Режим уровней — интегральный показатель условий формирования стока в бассейне и его трансформации в озерной котловине. В Полесской низменности весенние воды медленно поступают с низменных заболоченных и лесистых водосборов в озера. Наличие возвышенностей в Поозерье проявляется в более быстром формировании весеннего поло-