

**ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ МАЛЫХ ОЗЕР КАРЕЛИИ
(РАСЧЕТЫ НА ЧИСЛЕННОЙ МОДЕЛИ FLAKE)**

© 2020 г. Н. И. Пальшин^{a, *}, Т. В. Ефремова^{a, **}, Г. Э. Здоровеннова^{a, ***},
Г. Г. Гавриленко^{a, ****}, Р. Э. Здоровеннов^{a, *****},
А. Ю. Тержевик^{a, *****}, С. Р. Богданов^{a, *****}

^aИнститут водных проблем Севера ФИЦ “Карельский научный центр РАН”, Петрозаводск, Россия

*E-mail: npalshin@mail.ru

**E-mail: efremova@nwpi.krc.karelia.ru

***E-mail: zdorovennova@gmail.com

****E-mail: gg.gavrylenko@gmail.com

*****E-mail: romga@gmail.com

*****E-mail: ark1948@list.ru

*****E-mail: Sergey.R.Bogdanov@mail.ru

Поступила в редакцию 21.08.2020 г.

После доработки 20.09.2020 г.

Принята к публикации 25.09.2020 г.

По результатам расчетов на одномерной численной модели FLake изучена изменчивость термического режима малых (площадью менее 5 км²) разнотипных озер Карелии в разные по погодным условиям годы (1999–2012 гг.). Рассмотрена реакция температуры, толщины и теплозапаса поверхностного перемешанного слоя озер в период максимального прогрева их водной толщи (вторая декада июля) на погодные условия холодного 2007 г. и аномально жаркого 2010 г. В жаркий год прирост температуры поверхностного слоя в “цветных” озерах заметно выше, чем в прозрачных. При этом глубина перемешанного слоя сокращается наиболее заметно в глубоких прозрачных озерах. В жаркий год теплозапас поверхностного перемешанного слоя в эпи- и метатермических “цветных” и прозрачных озерах увеличивается, а в гипотермических — уменьшается. Численные расчеты показали, что при росте прозрачности наиболее выраженное увеличение глубины поверхностного слоя и его теплозапаса наблюдается в глубоких прозрачных водоемах, по сравнению с “цветными” эпи- и метатермическими. При возможных климатических изменениях испарения и поступления в озера растворенных веществ с водосборов можно ожидать наиболее выраженных изменений в термическом режиме именно глубоких прозрачных озер.

Ключевые слова: малое озеро, термический режим, температура воды, коэффициент экстинкции, модель FLake, верхний перемешанный слой

DOI: 10.31857/S0869607120030052

ВВЕДЕНИЕ

Изучение термогидродинамики водоемов суши — важная задача современной лимнологии. Термический режим и режим перемешивания оказывают существенное влияние на развитие водных экосистем [13], определяют газовый режим водоемов, включая образование аноксии и эмиссию парниковых газов [15, 21, 32], а следовательно, определяют качество воды и рекреационную ценность озер. Водоемы суши, как неотъемлемая часть подстилающей поверхности, вносят определенный вклад во взаимо-

действие с пограничным слоем атмосферы через потоки тепла, влаги и импульса. Современные модели климата и численного прогноза погоды включают параметризацию термогидродинамики малых озер для учета их влияния на характеристики и структуру атмосферного пограничного слоя [26].

В течение последних десятилетий происходят глобальные климатические изменения [22]. По результатам масштабных исследований показано, что температура поверхности озер умеренной зоны повышается на фоне наблюдаемых изменений климата [14, 27], в том числе в озерах Карелии [1]. Модельные расчеты показывают, что при существующем сценарии изменения климата в ближайшем будущем возможны коренные изменения режима перемешивания небольших озер умеренного пояса: полимиктические водоемы могут стать димиктическими, а димиктические — мономиктическими [10], что будет иметь отрицательное влияние на их кислородный режим [19] и функционирование озерных экосистем в целом.

Режим перемешивания озер умеренной зоны определяется рядом факторов: длиной разгона ветра [28], площадью зеркала и гравитационной устойчивостью вод [20], особенностями строения озерной котловины [12], а также географической широтой и высотой над уровнем моря, оказывающими влияние на термическую стратификацию [9]. Режим перемешивания малых озер с площадью поверхности менее 5 км² контролируется также прозрачностью воды, глубиной озера, степенью залесенности берегов [16, 25].

При изучении термического режима малых озер и особенностей их перемешивания в период открытой воды все шире применяются методы математического моделирования. Одной из основных особенностей малых озер выступает горизонтальная однородность температурного поля и преобладание процессов вертикального теплообмена, что позволяет с успехом применять одномерные модели при изучении их теплового режима и режима перемешивания [23, 24, 30, 31].

Территория Карелии характеризуется высокой озерностью (около 12%, а с учетом Ладожского и Онежского озер — до 21%) — общее количество озер превышает 61 тыс., при этом основное число озер — это малые водоемы с площадью менее 5 км² [6]. Проблема изучения термогидродинамики малых водоемов особенно актуальна для разных ландшафтов этого региона. В рамках исследований по государственной теме “Роль гидрофизических процессов в экосистемах мелководных озер. Процессы переноса и перемешивания в годовом цикле” для изучения особенностей гидродинамики небольших водоемов Карелии используется одномерная численная модель FLake [17], описывающая вертикальную термическую структуру и условия перемешивания в озерах во временном масштабе от нескольких часов до нескольких лет. Она основана на двухслойной параметризации профиля температуры и кинетической энергии для этих слоев.

Цель данной работы — исследовать изменчивость термического режима малых озер Карелии, расположенных в разных ландшафтах при переменной прозрачности воды в разные по погодным условиям годы методами математического моделирования (по результатам расчетов на одномерной численной модели FLake).

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И МЕТОДЫ РАСЧЕТОВ

При изучении термического режима малых водоемов Карелии использовалась одномерная модель FLake [17], описание которой приведено в работе [26]. Расчеты проводились для малых озер Вендюрской группы (юг Карелии) и озера Заонежья (рис. 1), морфометрические характеристики которых (Z — высота над уровнем моря, F — площадь поверхности, V — объем вод, $h_{\text{ср}}$ и $h_{\text{макс}}$ — средняя и максимальная глубины соответственно) приведены в табл. 1. Озеро Вендюрское использовалось для тестовых расчетов на модели и не учитывалось в анализе термического режима озер с площадью менее 5 км², поскольку его площадь превышает 10 км².

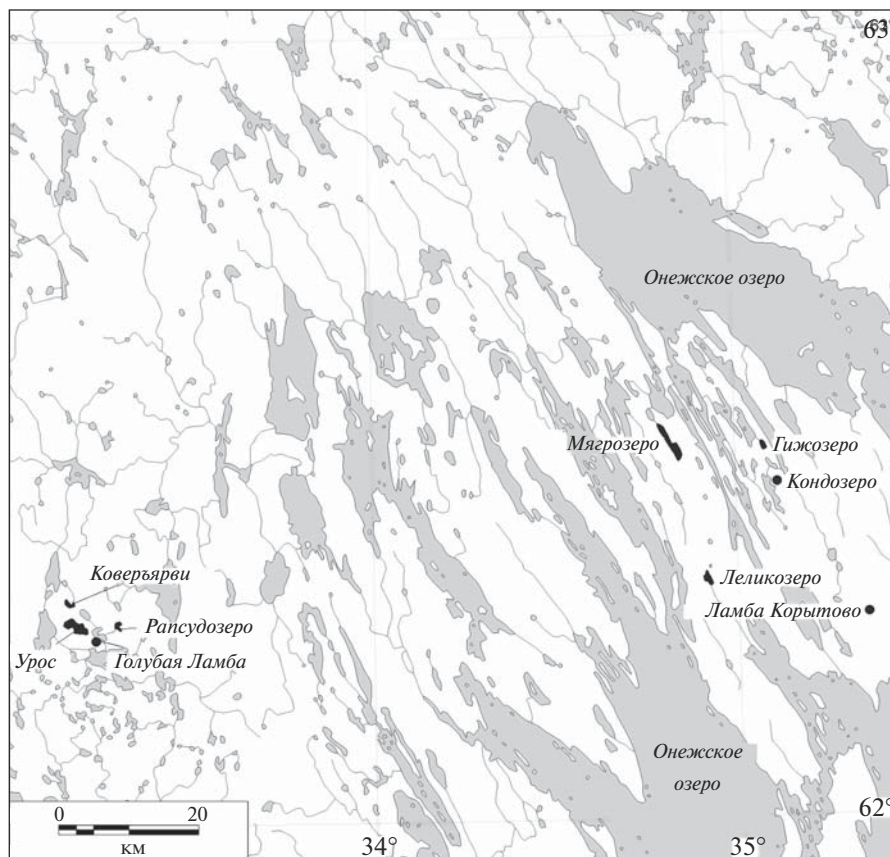


Рис. 1. Положение модельных озер на карте Карелии. Ламбы Голубая и Корытово и оз. Кондозеро обозначены пунсонами.

Fig. 1. Position of model lakes on the map of Karelia. Lamba Golubaya, Lamba Korytovo and Lake Kondozero are marked with markers.

Исследуемые малые водоемы расположены в двух типах ландшафта таежной зоны: озера Вендюрской группы — в пределах ландшафта Вохтозерской ледораздельной возвышенности, а выбранные для анализа озера Заонежья — в Заонежском сельговом ландшафте. Данные группы озер различаются по физико-географическим и лимническим характеристикам (табл. 1). Озера находятся практически на одной широте, при этом абсолютные высоты озер Вендюрской группы на 50–80 м больше рассматриваемых озер Заонежья. Вендюрские озера неглубокие: максимальные глубины в них достигают 8.0–9.5 м; озера Заонежской группы более глубокие (максимальные глубины — 8.8–19.0 м). Кондозеро (максимальная глубина — 19 м) — типичный представитель гипотермических озер. Остальные озера этой группы относятся, как и Вендюрские озера, к метатермическому типу, но придонный слой в них стратифицирован. Результаты анализа характеристик водосборов (заболоченности, лесистости) и проточности выбранных озер Вендюрской группы и Заонежья и их связи с оптическими показателями водной толщи этих водоемов приведены в работе [8].

При расчетах на модели FLake для каждого водоема задавались следующие характеристики: географическая широта, средняя глубина озера, длина разгона ветра, коэф-

Таблица 1. Географические и морфометрические характеристики модельных озер Карелии по [6]. Пояснения в тексте**Table 1.** Geographic and morphometric characteristics of model lakes in Karelia according to [6]. Explanations are in the text

Группа озер	Название озера	φ° с.ш.	λ° в.д.	Z , м	F , км ²	V , млн. м ³	$h_{\text{ср}}$, м	$h_{\text{макс}}$, м
Вендюрская группа	Урос	62.2520	33.1869	147.8	4.36	11.5	2.6	9.5
	Голубая Ламба	62.2376	33.2371	145	0.039	0.166	4.2	8.0
	Рапсудозеро	62.2525	33.2958	147.9	0.91	3.0	3.4	8.4
	Коверъярви	62.2836	33.1700	143.2	0.88	2.2	2.5	4.2
	Вендюрское	62.1254	33.1550	143.8	10.4	55	5.3	13.4
Заонежская группа	Мягрозеро	62.4779	34.8267	63.4	4.95	28	5.6	9.9
	Леликозеро	62.3036	34.9212	86.4	1.6	9.2	5.7	13
	Гижозеро	62.4742	35.0827	60.5	0.49	2.55	5.2	10
	Кондозеро	62.4264	35.1158	100.3	0.18	1.36	7.6	19
	Ламба Корытово	62.2569	35.3573	(72.5)	0.003	0.014	4.4	8.8

фициент экстинкции воды (γ), глубина термически активного слоя донных отложений и температура на его нижней границе.

Батиметрия озер была задана по данным справочника Озера Карелии [6] и работы [11]. Оценки коэффициента экстинкции выполнены в соответствии с методикой, изложенной в работе [8]. Длина разгона ветра, вычисленная как половина сумм длины и ширины акватории, изменялась для модельных озер от 0.006 до 3.6 км. Глубина термически активного слоя донных отложений принята для всех озер равной 5 м в соответствии с натурными измерениями на оз. Красном, расположенном на Карельском перешейке [3, 18]. Температура на нижней границе теплоактивного слоя донных отложений зависит от глубины озер и их географической широты. Для ее оценки, в соответствии с подходом, предложенным в работе [26], была рассчитана среднесезонная температура водной толщи оз. Вендюрского за период с июля 2007 г. до июня 2013 г. по данным круглогодичных измерений температуры на автономной станции в центральной глубоководной части этого озера [33]. Эта температура в модельных расчетах принята равной 7.2°C для всех озер Вендюрской группы и озер Заонежья.

Для оценки применимости принятых допущений в модели FLake для озер южной Карелии был выполнен численный расчет годового цикла температуры озера Вендюрского в 10 вариантах: при задании средней (5.5 м) и максимальной (11 м) глубин, при значениях коэффициентов экстинкции воды 0.8, 1.0 и 1.2 м⁻¹ и двух вариантах задания длины разгона ветра (4.2 км — среднее значение между длиной и шириной озера, 6.2 км — с учетом долинного эффекта). Для верификации расчетов использовались данные натурных измерений температуры воды на 15 горизонтах центральной вертикали (термодатчики TR-1060 RBR Ltd, точность по температуре 0.002°C, дискретность датчиков по глубине от 0.1 до 1.5 м, интервал измерений — 1 мин) в период 2007–2013 гг. [33]. Сравнение результатов расчетов с данными натурных измерений показало, что модель FLake хорошо описывает температуру поверхностного перемешанного слоя (для разных вариантов расчета коэффициент детерминации составил 0.97–0.98, среднеквадратическое отклонение — 1.1–1.8°C), его глубину, дату установления в озере гомотермии во второй половине лета, а также сроки ледовых событий.

Для каждого из девяти модельных озер Вендюрской и Заонежской групп был получен годовой ход температуры воды. Поскольку одномерная модель не учитывает форму строения озерной котловины и то, что максимальные глубины озер могут быть в 2–4 раза больше их средних значений, были проведены дополнительные расчеты для максимальной глубины каждого из озер. При этом для самого большого по площади

оз. Мягрозера и самого глубокого оз. Кондозера расчеты были выполнены для 4 вариантов значений коэффициента экстинкции — 0.3, 0.5, 1.0, 1.9 м⁻¹. Таким образом, получено 30 вариантов расчетов для модельных озер, отличающихся в широких пределах по глубине и прозрачности. Расчеты были выполнены с шагом в одни сутки для периода с 1999 по 2012 г.

Для расчетов на модели FLake необходимы следующие метеорологические параметры: солнечная радиация (Вт/м²), температура воздуха (°C), абсолютная влажность воздуха (мб), скорость ветра (м/с), облачность (в долях единицы). В расчетах для озер Вендюрской группы использовались данные по метеостанции Петрозаводск, а для озер Заонежья — по метеостанции Медвежьегорск. По этим метеорологическим станциям, расположенным на расстоянии 50–70 км от модельных озер, имеются доступные данные на сервере “Погода России” за период с 1999 по 2012 гг. [10]. Величина потока солнечной радиации при безоблачном небе вычислялась в зависимости от высоты Солнца в соответствии с моделью Лаборатории имитационного моделирования [4]. Суммарная солнечная радиация рассчитывалась с учетом общей облачности по восьми срочным наблюдениям в сутки на метеостанциях. Для введения поправки на влияние облачности была предложена формула, полученная в результате аппроксимации данных, приведенных в [7]:

$$Q_n = Q_0 \cos(1.483(N - 0.22) \cos(0.497h)), \quad n = 81, \quad R^2 = 0.967, \quad (1)$$

где Q_0 — солнечная радиация при безоблачном небе (Вт/м²), N — общая облачность в долях от 0 до 1, h — высота Солнца (углы в радианах). Формула (1) справедлива для $N > 0.2$. При $N \leq 0.2$ принималось, что $Q_n \approx Q_0$ [7].

Для самых малых по площади лесных ламб Корытово и Голубая суммарная солнечная радиация (прямая и рассеянная), достигающая их поверхности, была рассчитана с учетом затенения лесом части акватории. В обоих случаях высота леса и берегов была принята равной 20 м. Прямая солнечная радиация достигает более половины поверхности ламбы Корытово при $\sin h \geq 0.5$ и более половины поверхности Голубой ламбы при $\sin h \geq 0.2$. Доли прямой радиации в утренние и вечерние часы при меньших значениях углов высоты Солнца не учитывались, но были сохранены доли рассеянной радиации. Для всего годового цикла вычислены коэффициенты снижения возможной солнечной радиации для обеих ламб, которые были использованы в расчетах: для Голубой ламбы с марта по сентябрь — 0.92–0.97, с октября по февраль — 0.5; в меньшей по площади ламбе Корытово в мае–июле — 0.80–0.82, с августа по апрель — 0.5–0.7. Определенное влияние на скорость ветра над акваторией малых озер могут оказывать берега и лес при длине разгона ветра меньше 20-кратной их высоты. Поэтому для малых ламб скорость ветра в расчетах была уменьшена в 10 раз. Для озер с большими площадями зеркала этими эффектами пренебрегали.

При обобщении большого количества данных, полученных в результате расчетов на модели FLake, нас, в первую очередь, интересовали интегральные (количественные) характеристики: температура воды в поверхностном перемешанном слое (ППС) в период, близкий к максимальному прогреву и глубина этого слоя (наличие стратификации в озерах). На озерах южной Карелии в середине августа при смене направления результирующего потока тепла на границе вода-атмосфера наблюдается полное перемешивание метатермических озер [6]. В отдельные годы это происходит раньше, поэтому в дальнейшем анализе использовались данные за вторую декаду июля.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛЬНЫХ РАСЧЕТОВ И ОБСУЖДЕНИЕ

Температура ППС. Результаты численных экспериментов показали, что температура ППС в малых озерах во второй декаде июля нелинейно связана с коэффициентами экстинкции (рис. 2а) и зависит от глубины озер (рис. 2б). Чем прозрачнее и глубже озеро, тем меньше температура ППС. Во второй декаде июля различия по температуре

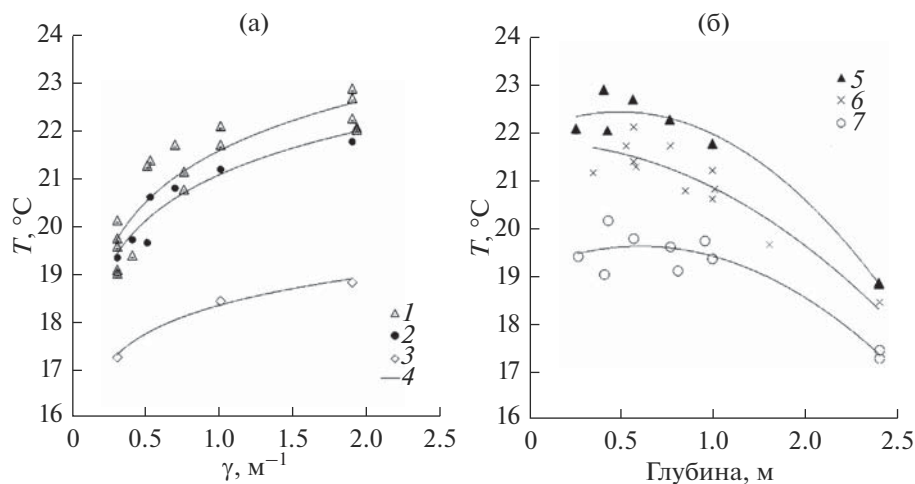


Рис. 2. а – зависимость температуры воды ППС от коэффициента экстинкции γ в разнотипных озерах южной Карелии во второй декаде июля: 1 – эпитептермические, 2 – метатермические, 3 – гипотермические озера, 4 – нелинейная аппроксимация данных. б – зависимость температуры воды ППС озер с разными коэффициентами экстинкции от глубины озер: 5 – озера с повышенной цветностью воды (γ от 1.85 до 1.93 м^{-1}), 6 – озера с пониженной цветностью воды (γ от 0.5 до 1.0 м^{-1}), 7 – прозрачные озера (γ от 0.3 до 0.4 м^{-1}).

Fig. 2. а – dependence of the water temperature of the surface mixed layer on the extinction coefficient γ in different types of lakes of southern Karelia in the second decade of July: 1 – epithermal, 2 – metathermal, 3 – hypothermic lakes, 4 – nonlinear data approximation. б – dependence of the water temperature of the surface mixed layer of lakes with different extinction coefficients on the depth of lakes: 5 – lakes with increased water color (γ from 1.85 to 1.93 m^{-1}), 6 – lakes with low water color (γ from 0.5 to 1.0 m^{-1}), 7 – transparent lakes (γ from 0.3 to 0.4 m^{-1}).

воды ППС в разнотипных водоемах южной Карелии могут достигать 5–6°C. В эпитептермических (глубины от 2.5 до 8.8 м) и метатермических (глубины от 4 до 13 м) озерах при изменении коэффициентов экстинкции от 0.3 до 2.0 м^{-1} температура ППС увеличивается на ~3°C (рис. 2а). В глубоких (19 м) гипотермических озерах температура ППС заметно ниже и изменяется в зависимости от коэффициента экстинкции только на ~2°C. Это также отражено на рис. 2б, где приведена зависимость температуры ППС от глубины озер при их разной прозрачности. Зависимость температуры ППС от длины разгона ветра для исследованных малых озер не выявлена.

Толщина ППС. Толщина ППС в малых озерах в основном зависит от ветрового воздействия, степени стратификации и прозрачности воды. При уменьшении коэффициента экстинкции от 1.9 до 0.3 м^{-1} глубина ППС увеличивается почти на 5 м (рис. 3а). В метатермических водоемах глубина ППС на 1.0–1.5 м больше, чем в гипотермических озерах. В “цветных” метатермических озерах (коэффициент экстинкции 1.9 м^{-1}) эта глубина составляет ~3 м и под термоклин проникает всего 0.2–0.5% солнечной энергии (рис. 3б). При уменьшении толщины эпилимниона до 2 м в глубоком “цветном” озере под термоклин проникает до 4% света. В самых чистых прозрачных озерах глубина 1%-ной облученности расположена на 9–15 м, что почти в два раза больше глубины ППС (рис. 3а).

Под термоклин в этих озерах проникает до 6–13% солнечной энергии, что приводит к нагреванию воды и ослаблению температурных градиентов в стратифицированном слое. При одинаковом количестве солнечной энергии, приходящем на водную поверхность разных по прозрачности озер, в “цветных” озерах прогревается лишь от-

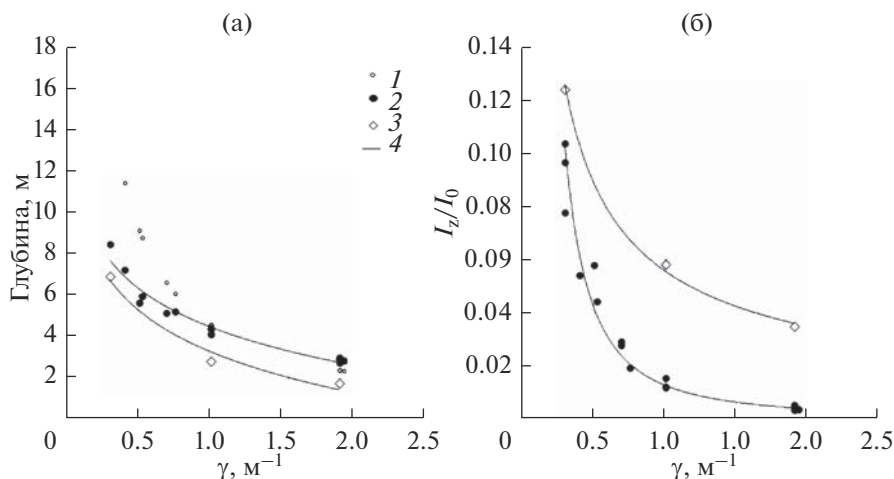


Рис. 3. а — зависимость глубины ППС от коэффициента экстинкции (γ) в разнотипных озерах южной Карелии: 1 — глубина 1%-й облученности, 2 — метатермические озера, 3 — гипотермические озера, 4 — нелинейная аппроксимация данных. б — доля солнечной энергии проникающей под термоклин (I_z) от величины на поверхности воды (I_0) в разнотипных озерах.

Fig. 3. а — dependence of the depth of the surface mixed layer on the extinction coefficient in different types of lakes in southern Karelia: 1 — depth of 1% irradiation, 2 — metathermal lakes, 3 — hypothermic lakes, 4 — nonlinear data approximation. б — the percentage of solar energy penetrating under the thermocline (I_z) of the value on the water surface (I_0) in lakes of different types.

носительно тонкий поверхностный слой воды, в результате чего создаются большие градиенты температуры и плотности воды, препятствующие вертикальному перемешиванию. В прозрачных озерах такое же количество тепла перераспределяется на большую глубину. Градиенты в них значительно меньше, и озеро легче поддается перемешиванию под воздействием ветра и ночного выхолаживания с заглублением термоклина.

Во многих исследованиях отмечается, что глубины ППС и термоклина в озерах зависят от длины разгона ветра [9, 20, 28]. Расчеты на модели “Flake” показали, что зависимость глубины ППС от длины разгона ветра для исследованных малых озер с площадью от 0.01 до 5 км² незначительна. Увеличение глубины ППС для данного диапазона изменений площади озер при различной длине разгона ветра не превышает 0.2–0.5 м. Это может свидетельствовать о том, что доминирующие механизмы перемешивания отличаются в озерах с площадью меньше 5 км² и в озерах с большей площадью, в которых решающую роль в перемешивании играет ветровое воздействие. Предположительно, в малых озерах при уменьшении интенсивности ветро-волнового перемешивания возрастает относительная роль эффектов конвективного перемешивания в результате ночного охлаждения вследствие длинноволнового излучения.

Термический режим озер в разные по погодным условиям годы. Чтобы рассмотреть реакцию термического режима разнотипных озер на климатическую изменчивость, из 14-летнего периода наблюдений (1999–2012 г.) были выбраны годы с преобладанием относительно прохладных (2007 г.) и исключительно теплых (2010 г.) синоптических условий в весенне-летний сезон. Следует отметить, что летний период (июнь–первая половина августа) 2010 г. был самым жарким за последние 60 лет на территории Карелии. По наблюдениям на метеостанциях Петрозаводск и Медвежьегорск в период с 15 июня по 20 июля средняя температура воздуха в 2010 г. по сравнению с 2007 г. была

выше на 3.7–4.2°C, при снижении общей облачности на 30–40% и уменьшении средней скорости ветра на 5–15%. По измерениям в разнотипных озерах Карелии средние месячные значения температуры воздуха и воды в июне и июле связаны между собой с коэффициентами корреляции 0.7–0.9 и регрессионными коэффициентами от 0.6 до 1.0 [1]. Наиболее высокие значения коэффициентов соответствуют малым озерам.

Модельные расчеты для 30 вариантов различных сочетаний прозрачности и глубины озер были разделены на три группы в зависимости от значений коэффициента экстинкции (1.85–1.93, 0.75–1.0 и 0.3–0.4 м⁻¹), а внутри каждой группы отсортированы по возрастанию глубины (от 2.5 до 19 м). На рис. 4 приведены разницы температуры (рис. 4а), глубины (рис. 4б) и теплозапаса ППС (рис. 4в) в озерах во второй декаде июля в прохладный 2007 г. и жаркий 2010 г.

Результаты расчетов показали, что наибольших значений температура ППС достигала в мелких “цветных” озерах, а глубина и теплозапас перемешанного слоя — в прозрачных глубоких озерах.

В жаркий 2010 г. в эпи- и метатермических озерах (глубина ≤10 м) с коэффициентами экстинкции от 0.75 до 1.93 м⁻¹ температура воды была выше на 3–4°C, чем в прохладный 2007 г. В прозрачных (коэффициенты экстинкции ~0.3–0.4 м⁻¹) эпи- и метатермических озерах увеличение температуры воды в жаркий год было в среднем на 1°C меньше. Максимальный прирост температуры ППС (+4.7 + 5.0°C) получен в 2010 г. для мелких (глубины 2.6, 4.2 м) прозрачных озер. При повышении температуры в жаркий год и усилении плотностной стратификации глубина ППС уменьшается наиболее заметно в глубоких прозрачных озерах. Жарким летом 2010 г. теплозапас ППС в мелких и средних по глубине “цветных” и прозрачных озерах увеличился, а в глубоких озерах уменьшился.

Климатические изменения оказывают влияние не только на само озеро, но и на его водосбор. При потеплении климата увеличивается испарение с водосбора [5], что может приводить к существенным изменениям стока [2] и выноса растворенного органического вещества с заболоченных территорий. Водная толща малых прозрачных озер летом прогревается лучше, чем водная толща “цветных” озер с низкой прозрачностью воды (см. рис. 4). При уменьшении цветности воды в прозрачных озерах на 5 градусов платиново-кобальтовой шкалы коэффициент экстинкции уменьшится от 0.5 до 0.3 м⁻¹, а глубина перемешанного слоя и его теплозапас увеличатся на ~2 м и ~15–20% соответственно. Такого эффекта не дает даже изменение цветности воды на 20–30 градусов и коэффициента экстинкции на 0.5–0.7 м⁻¹ в “цветных” озерах. Это позволяет предположить, что небольшие по площади прозрачные водоемы с большой глубиной являются наиболее чувствительными к климатическим изменениям.

Полученные нами результаты хорошо согласуются с данными недавно опубликованного масштабного исследования — моделирования поверхностной температуры и стратификации в 2368 озерах штата Висконсин (США) за период 1979–2011 г. [29]. Авторы показали, что связь между характеристиками разных озер была сильной для температуры поверхности и слабой для сроков установления стратификации, что было проявлением различной реакции разнотипных озер на изменчивость регионального климата. Авторы подчеркивают, что данные по озерам с большим количеством наблюдений могут не отражать динамику стратификации для “ненаблюдаемых” озер, подверженных воздействию того же регионального климата. При этом сходная реакция температуры поверхности озер может дать лимнологам ложную уверенность в понимании реакции экосистем озера на изменяющийся климат. Поэтому наиболее экологически значимыми показателями реакции озер на внешнее воздействие авторы считают не температуру поверхности, а наличие/отсутствие стратификации или температуру всего озера, которые отражают широкий спектр откликов озер на изменчивость климата.

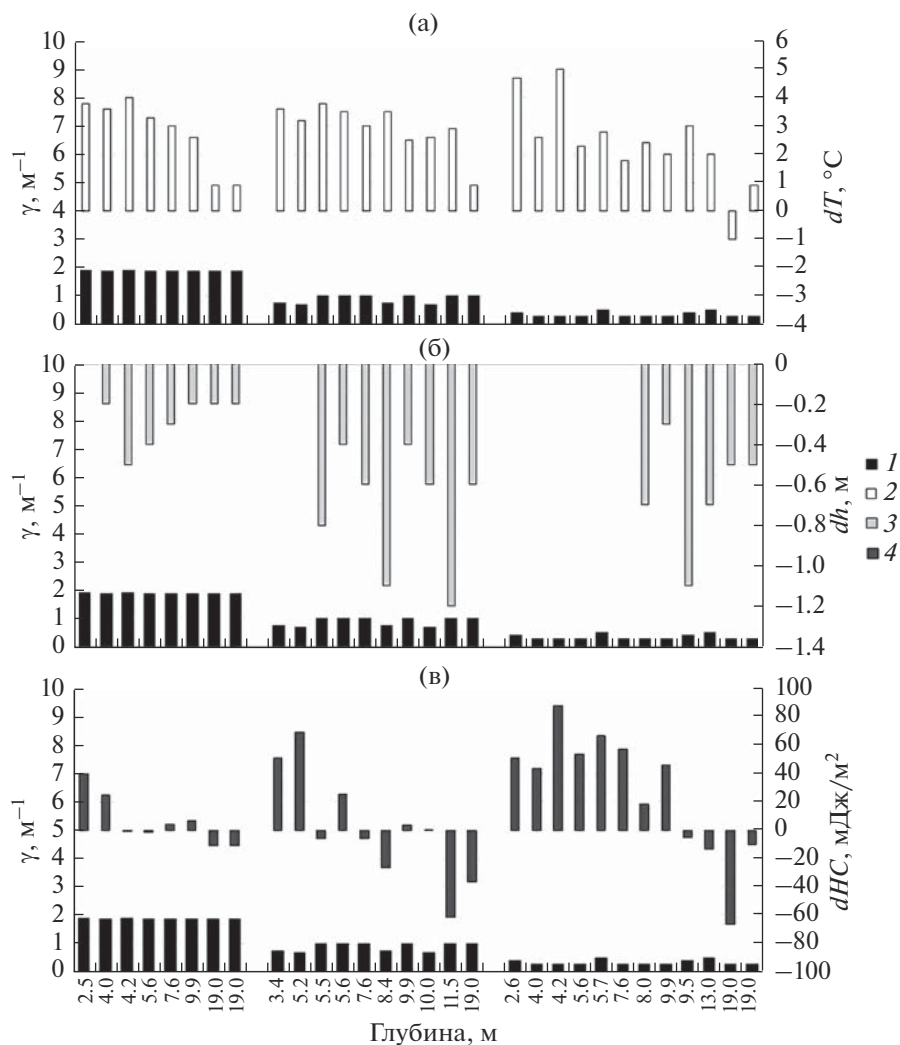


Рис. 4. Разница температуры (а) и глубины ППС (б), а также его теплозапаса (в) в разнотипных озерах во вторую декаду июля в годы, заметно отличающиеся по погодным условиям: прохладный 2007 г. и жаркий 2010 г. По горизонтальной оси приведены глубины озера. 1 – коэффициент экстинкции γ , 2 – температура ППС, 3 – глубина ППС, 4 – теплозапас ППС.

Fig. 4. Difference in temperature (a) and depth of surface mixed layer (б) and its heat content (в) in different types of lakes in the second decade of July in years that differ significantly in weather conditions: cool 2007 and hot 2010. The depths of the lakes are shown along the horizontal axis. 1 – extinction coefficient γ , 2 – temperature, 3 – depth, 4 – heat storage of surface mixed layer.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведен анализ модельных расчетов термического режима разнотипных малых озер южной Карелии (с площадью менее 5 км^2) для периода 1999–2012 гг. с применением одномерной модели FLake. Исследовано две группы озер, расположенных на одной географической широте, но в разных ландшафтах таежной зоны. Озера Вендюр-

ской группы и Заонежья демонстрируют разную реакцию термического режима на сходные погодные условия разных лет. Выявленные различия термического режима рассмотренных двух групп озер обусловлены морфометрическими особенностями их котловин. Неглубокие озера Вендюрской группы летом хорошо прогреваются и неоднократно перемешиваются до дна. Более глубокие озера Заонежской группы относятся к метатермическим и гипотермическим (Кондозеро). Анализ результатов серии расчетов температуры, толщины и теплозапаса поверхностного перемешанного слоя (ППС) выбранных озер показал, что температура и глубина ППС в них определяются также прозрачностью воды, которая формируется под влиянием лесистости и заболоченности водосборной территории, т.е. ландшафтных особенностей.

Предположительно доминирующие механизмы перемешивания в озерах с площадью менее 5 км² отличаются от процессов перемешивания в озерах, больших по площади, в которых глубина эпилимниона зависит, главным образом, от ветрового воздействия. В малых озерах при уменьшении интенсивности ветро-волнового перемешивания может возрастать относительная роль эффектов конвективного перемешивания в результате ночного охлаждения и длинноволнового излучения.

Выявлена заметная межгодовая изменчивость термического режима малых озер. Показано, что реакция озер на атмосферное воздействие заметно отличается в жаркие и прохладные годы. При повышении температуры в жаркий год и усилении плотностной стратификации глубина ППС уменьшается наиболее заметно в глубоких прозрачных озерах, при этом теплозапас ППС в эпи- и метатермических “цветных” и прозрачных озерах увеличивается, а в гипотермических — уменьшается.

Климатические изменения оказывают влияние не только на термический режим озер, но и на элементы водного баланса их водосбора. При наблюдаемой изменчивости регионального климата Карелии может увеличиться испарение с водосбора озер, что может привести к существенным изменениям стока и выноса растворенного органического вещества с заболоченных территорий. Анализ термического режима озер при уменьшении прозрачности показал, что в течение жарких лет наиболее выраженное увеличение глубины ППС и его теплозапаса наблюдается в глубоких прозрачных водоемах, которые, предположительно, наиболее чувствительны к климатическим изменениям.

Неоднородность реакции термической структуры разнотипных озер на изменение внешних воздействий важна для понимания того, как экосистемы озер реагируют на изменение климата, а также для выявления типов озер, наиболее уязвимых к изменяющемуся климатическому воздействию. Очевидна необходимость продолжения исследований реакции термического режима разнотипных озер на происходящие изменения регионального климата.

Исследование выполнено в рамках государственного задания Института водных проблем Севера — обособленного подразделения ФГБУН ФИЦ “Карельский научный центр Российской академии наук”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ефремова Т.В., Пальшин Н.И., Белашев Б.З. Температура воды разнотипных озер Карелии в условиях изменения климата (по данным инструментальных измерений 1953–2011 гг.) // Водные ресурсы. 2016. Т. 43. № 2. С. 228–238.
2. Карпечко Ю.В. Изменение годового стока с речных водосборов // Климат Карелии: Изменчивость и влияние на водные объекты. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. С. 55–63.
3. Кузьменко Л.Г. Термический режим водной массы и донных отложений // Биологическая продуктивность озера Красного. Л., Наука, 1976. С. 18–36.
4. Лаборатория Имитационного Моделирования. Моделирование солнечной радиации. URL: <http://energovent.com/ru/stati/modelirovanie-solnechnoj-radiatsii> (дата обращения 16.09.2020 г.)
5. Назарова Л.Е. Влияние колебаний климата на сток с водосбора Онежского озера // География и природные ресурсы. 2010. № 1. С. 171–174.
6. Озера Карелии. Справочник. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2013. 464 с.

7. Океанографические таблицы. Л.: Гидрометеиздат, 1975.
8. Пальшин Н.И., Ефремова Т.В., Здорovenнова Г.Э., Здорovenнов Р.Э. Показатель ослабления облученности в озерах Карелии // Изв. РГО. 2018. Т. 150. Вып. 6. С. 58–72.
<https://doi.org/10.7868/S08696071180600512018>
9. Пальшин Н.И., Ефремова Т.В., Потахин М.С. Влияние морфометрических характеристик и географической зональности на термическую стратификацию озер // Водные ресурсы. 2008. Т. 35. № 2. С. 202–209.
10. Погода России. URL: <http://meteo.infospace.ru/> (дата обращения 16.09. 2020 г.)
11. Потахин М.С. Новые данные по морфологии озер Заонежского полуострова // Общество. Среда. Развитие. 2017. № 3. С. 91–98.
12. Хомскис В. Динамика и термика малых озер. Вильнюс: Минтис, 1969. 204 с.
13. Brönmark C., Hansson L.A. The Biology of Lakes and Ponds. Oxford: Oxford University Press, 2005. P. 285.
14. Christianson K.R., Johnson B.M., Hooten M.B., Roberts J.J. Estimating lake-climate responses from sparse data: An application to high elevation lakes // Limnol. Oceanogr. 2019. V. 64. P. 1371–1385.
15. Del Sontro T., Beaulieu J.J., Downing J.A. Greenhouse gas emissions from lakes and impoundments: Upscaling in the face of global change // Limnol. Oceanogr.: Letters. 2018. V. 3(3). P. 64–75.
<https://doi.org/10.1002/lol2.10073>
16. Fee E.J., Hecky R.E., Kasian S.E.M., Cruikshank D.R. Effects of lake size, water clarity, and climatic variability on mixing depths in Canadian shield lakes // Limnol. Oceanogr. 1996. V. 41(5). P. 912–920.
17. Flake Online – Lake model Flake. URL: <http://www.flake.igb-berlin.de/> (дата обращения 16.09.2020 г.)
18. Golosov S., Kirillin G. A parameterized model of heat storage by lake sediments // Environmental modelling & Software. 2010. 25. P. 793–801.
19. Golosov S., Terzhevik A., Zverev I., Kirillin G., Engelhardt C. Climate change impact on thermal and oxygen regime of shallow lakes // Tellus A. 2012. V. 64. P. 17264.
<https://doi.org/10.3402/tellusa.v64i0.17264>
20. Gorham E., Boyce F.M. Influence of lake surface area and depth upon thermal stratification and the depth of the summer thermocline // J. Great Lakes Research. 1989. V. 15(2). P. 233–245.
<http://purl.umn.edu/148413>
21. Grechushnikova M.G., Repina I.A., Stepanenko V.M. et al. Methane Emission From the Surface of the Mozhaiksk Valley-Type Reservoir. // Geogr. Nat. Resour. 2019. V. 40. P. 247–255.
<https://doi.org/10.1134/S1875372819030077>
22. IPCC – The Intergovernmental Panel on Climate Change. Reports. URL: <https://www.ipcc.ch/reports/> (дата обращения 16.09.2020 г.)
23. Jöhnk K.D. 1D hydrodynamic models in limnophysics (Turbulence – Meromixis Oxygen) // Habilitationsschrift. Limnophysics Rep. 2001. V. 1(1). P. 1–235.
24. Kirillin G. Modelling the impact of global warming on water temperature and seasonal mixing regimes in small temperate lakes // Bor. Environ. Res. 2010. V. 15. P. 279–293.
25. Mazumder A., Taylor W.D. Thermal structure of lakes varying in size and water clarity // Limnol. Oceanogr. 1994. V. 39(4). P. 968–976.
26. Mironov D.V., Heise E., Kourzeneva E., Ritter B., Schneider N., Terzhevik A. Implementation of the lake parameterization scheme FLake into the numerical weather prediction model COSMO // Boreal Env. Res. 2010. V. 15. P. 218–230.
27. O'Reilly C.M., Sharma S., Gray D. et al. Rapid and highly variable warming of lake surface waters around the globe // Geophys. Res. Lett. 2015. V. 42. I. 24. P. 10773–10781.
<https://doi.org/10.1002/2015GL066235>
28. Patalas K. Mid-summer mixing depths of lakes of different latitudes // Verh. Int. Ver. Theor. Angew. Limnol. 1984. V. 22. P. 97–102.
29. Read J.S., Winslow L.A., Hansen G.J.A., Van Den Hoek J., Hanson P.C., Bruce L., Markfort C.D. Simulating 2368 temperate lakes reveals weak coherence in stratification phenology // Ecological Modelling. 2014. V. 291. P. 142–150.
<https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2014.07.029>
30. Stepanenko V., Mammarella I., Ojala A., Miettinen H., Lykosov V., Vesala T. LAKE 2.0: a model for temperature, methane, carbon dioxide and oxygen dynamics in lakes // Geoscientific Model Development. 2016. V. 9. № 5. P. 1977–2006.
<https://doi.org/10.5194/gmd-9-1977-2016>
31. Subin Z.M., Riley W.J., Mironov D. An improved lake model for climate simulations: model structure, evaluation, and sensitivity analyses in CESM1 // J. Adv. Model Earth Syst. 2012. V. 4. P. M02001.
<https://doi.org/10.1029/2011MS000072>
32. Tranvik L.J. et al. Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate // Limnol. Oceanogr. 2009. V. 54(6). P. 2298–2314.
https://doi.org/10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2298

33. Zdorovenova G., Palshin N., Zdorovenov R., Golosov G., Efremova T., Gavrilenko G., Terzhevik A. The oxygen regime of a shallow lake // *Geography. Environment. Sustainability*. 2016. № 2. V. 9. P. 47–57.
https://doi.org/10.15356/2071-9388_02v09_2016_04

Thermal Regime of Small Lakes in Karelia (Calculations on the Numerical FLake Model)

N. I. Palshin^{1, *}, T. V. Efremova^{1, **}, G. E. Zdorovenova^{1, ***}, G. G. Gavrilenko^{1, ****},
 R. E. Zdorovenov^{1, *****}, A. Yu. Terzhevik^{1, *****}, and S. R. Bogdanov^{1, *****}

¹*Northern Water Problems Institute of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russia*

*e-mail: npalshin@mail.ru

**e-mail: efremova@nwpi.krc.karelia.ru

***e-mail: zdorovenova@gmail.com

****e-mail: gg.gavrylenko@gmail.com

*****e-mail: romga@gmail.com

*****e-mail: ark1948@list.ru

*****e-mail: Sergey.R.Bogdanov@mail.ru

Based on the results of simulations using the numerical model FLake, the variability of the thermal regime of small lakes (with an area of less than 5 km²) of different types in Karelia under different weather conditions (1999–2012) was studied. The response of temperature, thickness and heat content of the surface mixed layer of lakes during the period of maximum heating of their water column (the second decade of July) to the weather conditions of cold 2007 and anomalously hot 2010 years is considered. In a hot year, the increase in the temperature of the surface layer in the “colored” lakes is noticeably higher than in the transparent ones. At the same time, the depth of the mixed layer decreases most noticeably in deep transparent lakes. The heat storage of the surface layer in epi- and metathermal “colored” and transparent lakes increases, and in hypothermic lakes it decreases. Calculations have shown that with increasing transparency, the most pronounced increase in the depth of the surface layer and its heat storage is observed in deep transparent water bodies, as compared with “colored” epi- and metathermal ones. With possible climatic changes in evaporation and input of dissolved substances into lakes from catchments, one can expect the most expressed changes in the thermal regime of deep transparent lakes.

Keywords: small lake, thermal regime, water temperature, extinction coefficient, FLake model, upper mixed layer

REFERENCES

1. Efremova T.V., Pal'shin N.I., Belashev B.Z. Temperatura vody raznotipnyh ozer Karelii v usloviyah izmeneniya klimata (po dannym instrumental'nyh izmerenij 1953–2011 gg.) // *Vodnye resursy*. 2016. V. 43. № 2. S. 228–238.
2. Karpechko Yu.V. Izmenenie godovogo stoka s rechnykh vodosborov // *Klimat Karelii: Izmenchivost' i vliyanie na vodnye ob'ekty*. Petrozavodsk: KarNC RAN, 2004. S. 55–63.
3. Kuz'menko L.G. Termicheskij rezhim vodnoj massy i donnyh otlozhenij // *Biologicheskaya produktivnost' oz. Krasnogo*. L., Nauka, 1976. S. 18–36.
4. Laboratoriya Imitacionnogo Modelirovaniya. Modelirovanie solnechnoj radiacii. URL: <http://energyvent.com/ru/stati/modelirovanie-solnechnoj-radiatsii> (data obrashcheniya 16.09.2020 g.)
5. Nazarova L.E. Vliyanie kolebanij klimata na stok s vodosbora Onezhskogo ozera // *Geografiya i prirodnye resursy*. 2010. № 1. S. 171–174.
6. Oзера Karelii. Spravochnik. Petrozavodsk: KarNC RAN, 2013. 464 s.
7. Okeanograficheskie tablicy. L.: Gidrometeoizdat, 1975.
8. Pal'shin N.I., Efremova T.V., Zdorovenova G.E., Zdorovenov R.E. Pokazatel' oslableniya obluchennosti v ozerah Karelii // *Izv. RGO*. 2018. V. 150. Vyp. 6. S. 58–72. DOI 10.7868/S08696071180600512018
9. Pal'shin N.I., Efremova T.V., Potahin M.S. Vliyanie morfometricheskikh harakteristik i geograficheskoy zonal'nosti na termicheskuyu stratifikaciju ozer // *Vodnye resursy*. 2008. V. 35. № 2. S. 202–209.

10. Pogoda Rossii. URL: <http://meteo.infospace.ru/> (data obrashcheniya 16.09.2020 g.)
11. Potahin M.S. Novye dannye po morfologii ozer Zaonezhskogo poluostrova // Obshchestvo. Sreda. Razvitie. 2017. № 3. S. 91–98.
12. Homskis V. Dinamika i termika malyh ozer. Vil'nyus: Mintis, 1969. 204 s.
13. Brönmark C., Hansson L.A. The Biology of Lakes and Ponds. Oxford: Oxford University Press, 2005. P. 285.
14. Christianson K.R., Johnson B.M., Hooten M.B., Roberts J.J. Estimating lake-climate responses from sparse data: An application to high elevation lakes // Limnol. Oceanogr. 2019. V. 64. P. 1371–1385.
15. Del Sontro T., Beaulieu J.J., Downing J.A. Greenhouse gas emissions from lakes and impoundments: Upscaling in the face of global change // Limnol. Oceanogr.: Letters. 2018. V. 3(3). P. 64–75. doi 10.1002/lol2.10073
16. Fee E.J., Hecky R.E., Kasian S.E.M., Cruikshank D.R. Effects of lake size, water clarity, and climatic variability on mixing depths in Canadian shield lakes // Limnol. Oceanogr. 1996. V. 41(5). P. 912–920.
17. Flake Online — Lake model Flake URL: <http://www.flake.igb-berlin.de/> (data obrashcheniya 16.09.2020 g.)
18. Golosov S., Kirillin G. A parameterized model of heat storage by lake sediments // Environmental modelling & Software. 2010. V. 25. P. 793–801.
19. Golosov S., Terzhevik A., Zverev I., Kirillin G., Engelhardt C. Climate change impact on thermal and oxygen regime of shallow lakes // Tellus A. 2012. V. 64. P. 17264. DOI 10.3402/tellusa.v64i0.17264
20. Gorham E., Boyce F.M. Influence of lake surface area and depth upon thermal stratification and the depth of the summer thermocline // J. Great Lakes Research. 1989. V. 15(2). P. 233–245. <http://purl.umn.edu/148413>
21. Grechushnikova M.G., Repina I.A., Stepanenko V.M. et al. Methane Emission From the Surface of the Mozhaik Valley-Type Reservoir. // Geogr. Nat. Resour. 2019. V. 40. P. 247–255. <https://doi.org/10.1134/S1875372819030077>
22. IPCC — The Intergovernmental Panel on Climate Change. Reports. URL: <https://www.ipcc.ch/reports/> (data obrashcheniya 16.09.2020 g.)
23. Jöhnk K.D. 1D hydrodynamic models in limnophysics (Turbulence — Meromixis Oxygen) // Habilitationsschrift. Limnophysics Rep. 2001. V. 1(1). P. 1–235.
24. Kirillin G. Modelling the impact of global warming on water temperature and seasonal mixing regimes in small temperate lakes // Bor. Environ. Res. 2010. V. 15. P. 279–293.
25. Mazumder A., Taylor W.D. Thermal structure of lakes varying in size and water clarity // Limnol. Oceanogr. 1994. V. 39(4). P. 968–976.
26. Mironov D.V., Heise E., Kourzeneva E., Ritter B., Schneider N., Terzhevik A. Implementation of the lake parameterization scheme FLake into the numerical weather prediction model COSMO // Boreal Env. Res. 2010. V. 15. P. 218–230.
27. O'Reilly C.M., Sharma S., Gray D. et al. Rapid and highly variable warming of lake surface waters around the globe // Geophys. Res. Lett. 2015. V. 42. I. 24. P. 10773–10781. DOI 10.1002/2015GL066235
28. Patalas K. Mid-summer mixing depths of lakes of different latitudes // Verh. Int. Ver. Theor. Angew. Limnol. 1984. V. 22. P. 97–102.
29. Read J.S., Winslow L.A., Hansen G.J.A., Van Den Hoek J., Hanson P.C., Bruce L., Markfort C.D. Simulating 2368 temperate lakes reveals weak coherence in stratification phenology // Ecological Modelling. 2014. V. 291. P. 142–150. <https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2014.07.029>
30. Stepanenko V., Mammarella I., Ojala A., Miettinen H., Lykosov V., Vesala T. LAKE 2.0: a model for temperature, methane, carbon dioxide and oxygen dynamics in lakes // Geoscientific Model Development. 2016. V. 9. № 5. P. 1977–2006. DOI 10.5194/gmd-9-1977-2016
31. Subin Z.M., Riley W.J., Mironov D. An improved lake model for climate simulations: model structure, evaluation, and sensitivity analyses in CESM1 // J. Adv. Model Earth Syst. 2012. V. 4. P. M02001. DOI 10.1029/2011MS000072
32. Tranvik L.J. et al. Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate // Limnol. Oceanogr. 2009. V. 54(6). P. 2298–2314. DOI 10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2298
33. Zdorovenнова G., Palshin N., Zdorovenнов R., Golosov G., Efremova T., Gavrilenko G., Terzhevik A. The oxygen regime of a shallow lake // Geography. Environment. Sustainability. 2016. № 2. V. 9. P. 47–57. DOI 10.15356/2071-9388_02v09_2016_04