

УДК 556.554.4:551.326.85

ПЕРЕНОС ТЕПЛА В МАЛОМ ОЗЕРЕ В ПЕРИОД ЛЕДОСТАВА

**Н. И. Пальшин, Т. В. Ефремова, Р. Э. Здоровеннов,
Г. Э. Здоровеннова**

Институт водных проблем Севера Карельского научного центра РАН

Исследована динамика теплового потока на границе вода – донные отложения и рассмотрены особенности переноса тепла в малом озере в течение периода ледостава. По данным измерений градиента температуры в придонном слое малого озера Вендюрского в зимние месяцы 1995–1999 гг. с использованием специального оборудования получены оценки теплового потока для разных периодов зимы и разных по глубине участков озера. Получены регрессионные уравнения, позволяющие оценивать величину теплопотока в зависимости от времени, глубины и придонной температуры. Анализ данных непрерывных измерений температуры в течение зимы 2007–2008 гг. в центральной части озера с высоким разрешением по пространству (2–5 см в придонных слоях и 0,5–1 м в водной толще) и времени (дискретность измерений одна минута) позволил проанализировать изменение теплосодержания столба воды в течение зимы. Предложена схема переноса тепла в малом озере, включающая, наряду с потоками из донных отложений в воду и из воды в лед, перенос тепла вдоль склонов с мелководий в области больших глубин. Установлено, что в первые два месяца ледостава в озере преобладает перенос тепла по склону дна в глубоководную котловину и постепенное заполнение ее теплой плотной водой. В январе – марте, когда поток тепла из донных отложений в воду и его перенос вдоль склона дна уменьшаются в несколько раз, начинает преобладать вертикальный перенос тепла в водной толще.

Ключевые слова: температура воды; мелководное озеро; период ледостава; теплопоток; перенос тепла; диффузия; наклонное дно; склоновое течение.

**N. I. Palshin, T. V. Efremova, R. E. Zdorovenov, G. E. Zdorovennova.
HEAT TRANSFER IN AN ICE-COVERED SMALL LAKE**

Heat flux dynamics at the water-sediment interface is considered in the article. Features of heat transfer in a small lake during the freeze-up period are discussed. The heat flux was estimated for different winter months and different depth areas of the lake using temperature gradient measurements in the near-bottom layer of small lake Vendyurskoe in the winters of 1995–1999. Regression equations to calculate the heat flux as a function of time, depth and near-bottom temperature were obtained. Analysis of continuous temperature measurement data for the winter 2007–2008 in the central part of the lake with high spatial (2–5 cm in near-bottom layers and 0.5–1 m in the water column) and temporal (1-min step) resolution allowed analyzing the change in the heat content of the water column during the winter. A circuit of heat transfer in a small lake which, along with the sediment-to-water and water-to-ice heat fluxes, includes heat transfer along the slopes from shallow to deep – water areas is suggested. It was found that during the first two months under ice prevalent heat transfer is along the slope to the profundal zone, so that it is gradually filled with denser warm water. Vertical heat transport in the water column

begins to dominate in January–March, when the heat flux from sediment to water and its transfer along the slope drop severalfold.

Key words: water temperature; shallow lake; heat flux; ice-covered period; heat transfer, diffusion, sloping bottom, along-slope current.

Введение

Традиционно считается, что в течение периода ледостава теплосодержание и термическая структура мелководных озер обуславливаются главным образом двумя потоками тепла: из донных отложений в воду и из воды в лед [Бояринов, Петров, 1991]. Обычно температура воды в озере в течение зимы увеличивается, то есть поток тепла из донных отложений в воду преобладает над его потерями [Kirillin et al., 2012]. Теплосодержание озера в момент установления льда зависит от погодных условий предледоставного периода [Bengtsson et al., 1995; Петров и др., 2006]. В озерах со значительной проточностью важную роль играет адвекция тепла за счет притока и стока вод. В конце зимы, когда снежный покров исчезает, изменения теплосодержания определяются преимущественно проникновением солнечной радиации в воду и возрастающим потоком тепла из воды в лед. Совместный анализ изменения теплосодержания столба воды и разницы тепловых потоков из донных отложений в воду и из воды в лед показывает убыль тепла на мелководных участках и прибавку в глубоководных частях небольших озер в течение зимы [Zdrovennova, 2009].

Настоящая работа посвящена изучению особенностей теплового режима небольшого покрытого льдом озера Вендюрского (юг Карелии). В работе приведены результаты измерений температуры воды в придонном слое и водной толще озера в зимние месяцы 1995–1999 и 2007–2008 гг. Рассмотрены особенности изменения теплового потока, направленного из донных отложений в воду, а также предложена схема переноса тепла в озере в течение зимы.

Материалы и методы

Озеро Вендюрское (62°10′–62°20′ с. ш., 33°10′–33°20′ в. д.) относится к бассейну реки Суны, впадающей в Онежское озеро. Его котловина имеет ледниковое происхождение и вытянута с запада на восток. Длина озера 7 км, наибольшая ширина 1,5 км, площадь 10,5 км², средняя глубина 5,3 м, наибольшая 13,4 м. У берегов и на прибрежных склонах до глубины 2–2,5 м встречаются преимущественно

песчаные грунты, на глубинах 2–4 м дно покрыто в основном илистыми грунтами коричневой окраски, иногда с примесью песка и руды. Более глубокие части водоема покрыты илами темно-коричневого цвета. По гранулометрическому составу преобладают мелкоалевритовые илы. Мощность иловой толщи находится в пределах 0,4–0,9 м, а в отдельных углублениях дна превышает метр [Литинская, Поляков, 1975].

В летний период нагревание озера осуществляется в условиях слабой стратификации или гомотермии [Гавриленко и др., 2014]. Из-за небольших глубин в озере создаются благоприятные условия для прогревания донных отложений и аккумуляции ими тепла. Осенью и зимой донные отложения возвращают тепло в водную толщу, а у дна часто наблюдается пограничный слой с повышенными градиентами температуры, растворенных солей и плотности воды [Malm et al., 1997a, b, c; Maher et al., 1999].

Оценки величины теплотока, направленного зимой из донных отложений в воду, были выполнены по данным измерений градиента температуры в верхнем десятисантиметровом слое донных отложений оз. Вендюрского: в декабре 1994 г. – на 8 станциях; в феврале 1995 г. – на 10 станциях; в марте и апреле 1995 г. – на 18 станциях; в ноябре и декабре 1995 г. и в марте и апреле 1996 г. – на 12 станциях; в декабре 1996 г. – на 13 станциях, в апреле 1997 г. – на 33 станциях; в декабре 1998 г. и марте 1999 г. – на 40 станциях и в апреле 1999 г. – на 15 станциях. Всего – 243 измерения, которые были выполнены прибором, разработанным в ИВПС КарНЦ РАН А. М. Глинским [Malm et al., 1996]. Глубина погружения зонда в верхнем слое донных отложений фиксировалась с помощью подвижного диска, лежащего на поверхности дна, а температура – двумя термисторами, разнесенными на 10 см по глубине.

Предполагается, что в верхнем 10-см слое донных отложений теплоперенос является молекулярным. Поэтому поток тепла из донных отложений в воду (Q_s) может быть оценен с использованием широко известного градиентного метода:

$$Q_s = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (1)$$

где T – температура, °C; z – вертикальная координата, м; λ – коэффициент теплопроводности донных отложений, Вт·м⁻¹·°C⁻¹.

Для оценки коэффициента теплопроводности разных типов грунтов использовалось полуэмпирическое приближение, основанное на величинах пористости и содержания кварца, который имеет более высокую теплопроводность, чем другие вещества, содержащиеся в донных отложениях [Malm et al., 1997a, c]:

$$\lambda = \lambda_w^p \lambda_s^{(1-p)} \quad (2)$$

где $\lambda_s = 7.7^q 2.0^{(1-q)}$, p – пористость (или доля воды), q – доля содержания кварца в твердой части донных отложений, индексы w и s относятся к воде и седиментам соответственно.

На десяти станциях в оз. Вендюрском были отобраны пробы верхнего 10-см слоя илистых отложений [Malm et al., 1997a]. Ненарушенную колонку с песчаными отложениями стратометром отобрать не удалось. Все отобранные образцы илов имели очень высокую естественную влажность с содержанием воды от 91 до 97 % (по результатам выпаривания). Таким образом, пористость p для большинства образцов была выше 0,95. Твердый материал донных отложений разделялся на минеральную и органическую части. Содержание органического вещества определялось по результатам потерь при прокаливании, которые составляли около 30 % от общего веса твердого материала. По данным П. А. Лозовика [1991], в результате прокаливании 70 % потерь относится к сжиганию органического вещества, а 30 % приходится на разрушение минеральных веществ. Таким образом, в твердой фазе донных отложений содержание органического вещества с самой низкой теплопроводностью составляет в среднем около 20 %. Минеральная часть в свою очередь разделялась на содержание кварца и других твердых материалов с более низкой теплопроводностью по сравнению с ним. Содержание кварца для органической части твердого материала было принято равным нулю, а для минеральной ~50 % [Malm et al., 1997a].

Из-за высокого содержания воды в илистых отложениях оз. Вендюрского рассчитанные коэффициенты теплопроводности были всего на 5 % больше, чем у воды (при температуре 0 °C, $\lambda_w = 0,569$ Вт·м⁻¹·°C⁻¹). Для станций вблизи берегов, где в илах присутствовала примесь песка, а естественная влажность составляла 91–94 %, рассчитанные коэффициенты теплопроводности донных отложений были выше, чем у воды, на 12–19 %. На мелководье (до 2–4 м) в верхнем слое донных отложений оз. Вендюрского часто встречается заиленный

песок. Если при измерениях в илистых отложениях термошуп легко погружался в ил под собственным весом и его приходилось фиксировать от дальнейшего погружения за кабель к поверхности льда, то в случаях с плотным грунтом датчики приходилось забивать. В записях делались пометки о твердом грунте. Песчаные донные отложения из-за меньшего содержания воды и высокого содержания кварца должны иметь большую теплопроводность, чем илистые. Оценки коэффициентов теплопроводности для уплотненного грунта (с влажностью от 50 до 40 %) составляли от 1,5 до 1,8 Вт·м⁻¹·°C⁻¹. В работе [Malm et al., 1997a] приводятся значения 1,4–2,2 Вт·м⁻¹·°C⁻¹, что в среднем в три раза больше, чем для воды. Эти данные согласуются с прямыми измерениями коэффициентов теплопроводности для различных типов грунтов в Рыбинском водохранилище [Буторин и др., 1982], значения которых изменялись в 3–5 раз в зависимости от максимальной молекулярной влагоемкости, объемного веса и содержания органики (от торфа до песка). Таким образом, когда при измерениях на станциях встречался твердый грунт, мы использовали поправку 2–2,5 к молекулярному коэффициенту теплопроводности воды, что было бы характерно для заиленного песка.

Изменение теплосодержания столба воды единичной площади в любом районе озера обуславливается потоками тепла, направленными из донных отложений в воду, из воды в лед и адвективным переносом тепла. Изменение содержания тепла (ΔH_i) в любом горизонтальном слое озера (i) в единицу времени (Δt) можно представить в виде простой схемы (рис. 1) и описать уравнениями:

$$\frac{\Delta H_i}{\Delta t} = B_i - F_{z-\Delta z} + F_z + A_{z-\Delta z} - A_z, \quad (3)$$

$$B_i = Q_{s,i} (S_{z-\Delta z} - S_z),$$

$$F_z = Q_{w,z} S_z = \lambda_{eff} \frac{\partial T}{\partial z} S_z,$$

где S_z – площадь дна озера ниже вертикальной компоненты z , м²; λ_{eff} – эффективный коэффициент теплопроводности, Вт·м⁻¹·°C⁻¹; T – температура воды, °C; F_z и $Q_{w,z}$ – интегральный вертикальный перенос тепла и средний поток через горизонтальное сечение озера на горизонте z ; B_i и $Q_{s,i}$ – поступление и средний поток тепла из донных отложений в воду в i -м слое (от $z-\Delta z$ до z); A_z – адвективный перенос тепла вдоль наклонного дна из одного слоя в другой. Скорости изменения содержания тепла в слоях озера и переносы через горизонтальные сечения выражены в Дж·с⁻¹, а потоки тепла в Вт·м².

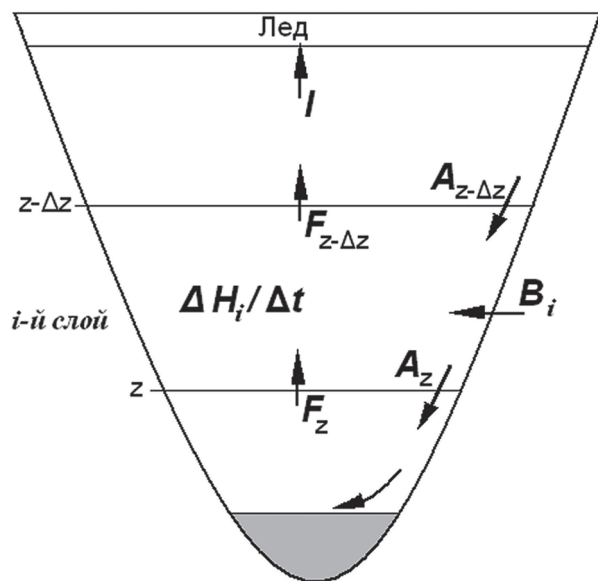


Рис. 1. Схема переноса тепла в мелководном малопроточном озере зимой

Изменение тепла в озере от нижней поверхности льда до горизонта z можно представить в виде:

$$\sum_i \frac{\Delta H_i}{\Delta t} = \sum_i B_i - I + F_z - A_z, \quad (4)$$

а в целом для всего озера:

$$\sum_i \frac{\Delta H_i}{\Delta t} = \sum_i B_i - I, \quad (5)$$

где I – поток тепла из воды в лед. В соответствии с наблюдениями на оз. Вендюрском [Malm et al., 1996, 1997a], его средние значения по съемкам в разные зимние месяцы (ноябрь–март) менялись мало и составляли от 0,5 до 0,7 Вт·м⁻².

Скорость изменения содержания тепла по слоям была рассчитана по данным измерений температуры воды на термокесе, размещенной в центральной части озера зимой 2007–2008 гг. При измерениях использовались автономные датчики температуры производства канадской фирмы «RBR Ltd» (точность $\pm 0,002$ °C, разрешение $< 0,00005$ °C). Датчики располагались в водной толще через 1–1,5 м и через 2–5 см в придонных слоях. Коса была установлена до образования ледового покрова и снята после очищения озера ото льда. Дискретность измерений составляла одну минуту. Полученные данные свидетельствовали, что зимой на фоне сезонного роста температуры воды на горизонтах наблюдались флуктуации разной периодичности, достигающие сотых, а иногда и десятых долей градуса. Причиной этих колебаний могли быть атмосферные воздействия, генерирующие бароклинные

и баротропные сейши, а также адвективный перенос тепла [Бояринов и др., 2003; Петров и др., 2007; Bengtsson et al., 1996; Malm et al., 1998]. Данные измерений температуры воды показывают, что в течение первого месяца ледостава изменение теплосодержания в придонном слое озера не может быть объяснено молекулярной диффузией. Оценки коэффициента эффективной теплопроводности превышают молекулярный уровень на два порядка [Петров и др., 2006]. Для исключения влияния флуктуаций разной периодичности на сезонный тренд температуры, учитывающий эффективный перенос тепла, расчет изменения теплозапаса осуществлялся по сглаженным данным с периодом осреднения 10 суток.

Результаты

Поток тепла на границе вода-дно. В течение зимы тепло, накопленное донными отложениями на этапе летнего нагревания, постепенно истощается, и величина теплового потока на границе вода-дно уменьшается. Потоки тепла, направленные из донных отложений в воду, на всех станциях во время всех съемок изменялись в пределах от 0,5 до 6,5 Вт·м⁻² (рис. 2). Они как изменялись по акватории озера, так и уменьшались со временем в течение зимы. Наиболее высокие значения потоков тепла наблюдались в мелководных районах озера в начале зимы, с увеличением глубины они постепенно уменьшались (рис. 2, а). Меньшие величины теплового потока в глубоких частях озера могут объясняться меньшим накоплением тепла донными отложениями летом по сравнению с мелководными районами. Кроме того, в глубоководных частях водоема в начальный период ледостава наблюдается резкий рост придонной температуры [Петров и др., 2006], вследствие чего быстрее, чем на мелководьях, уменьшается ее градиент на границе вода-дно и величина теплового потока уменьшается. В песчаных донных отложениях вертикальные градиенты температуры были меньше, чем в илах, однако на потоки тепла это различие типов грунтов влияло мало, так как теплопроводность их значительно выше.

Межгодовая изменчивость потоков тепла из донных отложений в воду относительно небольшая (рис. 2). Об этом говорят высокие коэффициенты корреляции и детерминации при аппроксимации данных из разных лет в одной выборке. Это позволяет использовать полученные регрессионные уравнения (6) и (7) для любого года, не учитывая небольшую погрешность из-за межгодовой изменчивости:

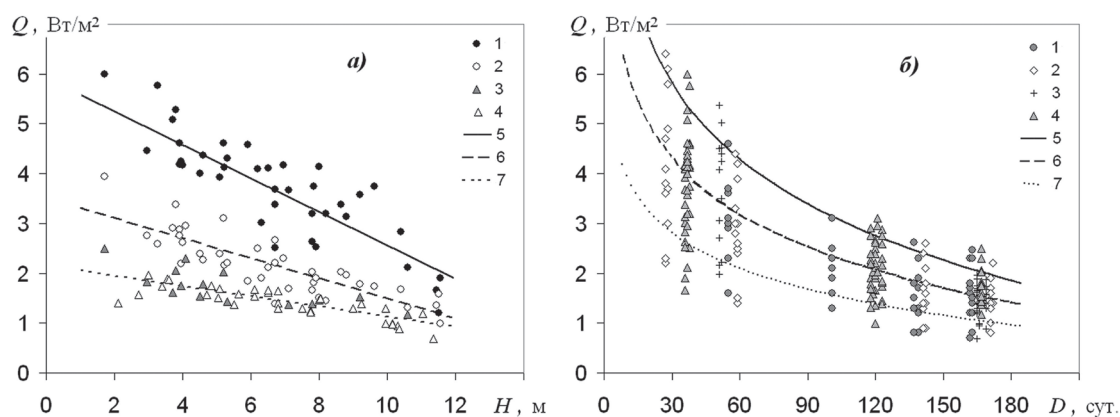


Рис. 2. Зависимость потока тепла, направленного из донных отложений в воду, от глубины (а) и времени (б) в оз. Вендюрском для периода ледостава: а) 1 – 6–8 декабря 1998 г., 2 – 26 февраля – 3 марта 1999 г., 3 – 16 апреля 1999 г., 4 – 14–16 апреля 1997 г., 5–7 – линейная аппроксимация данных; б) 1 – 1994–1995 г., 2 – 1995–1996 г., 3 – 1996–1997 г., 4 – 1998–1999 г., 5–7 – аппроксимация данных по уравнению (6) для горизонтов 2, 6, 10 м соответственно

$$Q_s = 1,89 + 7,95 e^{-0,017D} - 0,47 h e^{-0,017D} - 0,1h, \quad (6)$$

(±0,45 R=0,93)

$$Q_s = 1,84 + 9,14 e^{-0,017D} - 1,62 T_z e^{-0,017D} - 0,17 T_z, \quad (7)$$

(±0,46 R=0,93)

где h – глубина, м; D – число дней от 1 ноября; T_z – температура на границе вода-дно на разных глубинах от 1,5 до 11,3 м, °С. В уравнениях последовательность предикторов приведена по мере убывания их значимости. В скобках даны среднеквадратические отклонения и коэффициенты корреляции.

Как показал регрессионный анализ, в соответствии со значениями среднеквадратических отклонений, коэффициентов корреляции и детерминации, использование числа дней от календарной даты 1 ноября в уравнении (6) предпочтительнее, чем от даты установления ледового покрова. Например, в 1994 и 1995 г. лед установился 7 ноября, а в 1996 г. – 12 декабря. Ко второй декаде декабря в 1996 г. значительная часть тепла донных отложений была уже израсходована на нагревание воды и потери тепла в атмосферу, что привело к меньшим потокам тепла из осадков, чем в другие годы, если использовать в расчетах дату после установления льда. Ледовый покров на оз. Вендюрском обычно устанавливается при понижении температуры в основной водной толще (от 2 до 11 м) до 1–1,5 °С. В экстремальных метеорологических условиях он может образоваться как при 0, так и при 2 °С. Это оказывает влияние на межгодовую изменчивость зимней термической структуры. В этих случаях при известных значениях температуры воды на горизонтах можно использовать уравнение (7).

С июля 2007 г. стали проводиться непрерывные измерения температуры через 2 см на

границе вода-дно в центральной глубоководной (>11 м) части оз. Вендюрского с помощью придонной платформы, оснащенной датчиками температуры и давления канадской фирмы «RBR Ltd». Данные детально рассмотрены в работе [Гавриленко и др., 2015]. Показано, что с появлением сплошного ледового покрова значения потока тепла вблизи границы вода-дно уменьшаются до 2–4 Вт·м⁻², затем в течение месяца снижаются до 1–2 Вт·м⁻², а в дальнейшем в течение зимы не превышают 1 Вт·м⁻². Эти изменения близко соответствуют кривой 7 на рис. 2 (б) для горизонта 10 м.

Перенос тепла в озере. Анализ данных пространственных съемок в зимние сезоны 1994–1995 гг. доказал наличие горизонтального переноса тепла и солей из мелководных областей в глубоководную часть оз. Вендюрского. Они имели тот же порядок, что и разница между потоками тепла и солей, которые наблюдались на границах воды с донными отложениями и льдом [Malm et al., 1996, 1997a]. Однако не было показано, как происходит перераспределение тепла и солей в водной толще озера по вертикали.

По данным измерений температуры воды на горизонтах высокоточными приборами в зимний сезон 2007–2008 гг. были рассчитаны изменения тепла по слоям в центральной глубоководной части озера. Потоки из донных отложений в воду оценивались по формуле (6), поток из воды в лед для акватории озера был принят постоянным 0,6 Вт·м⁻². На рисунке 3 показано сопоставление скорости изменения содержания тепла в озере в течение подледного периода 2007–2008 гг. (вычисленной по измерениям на термокесе) по сравнению с величиной разности потоков тепла на границах

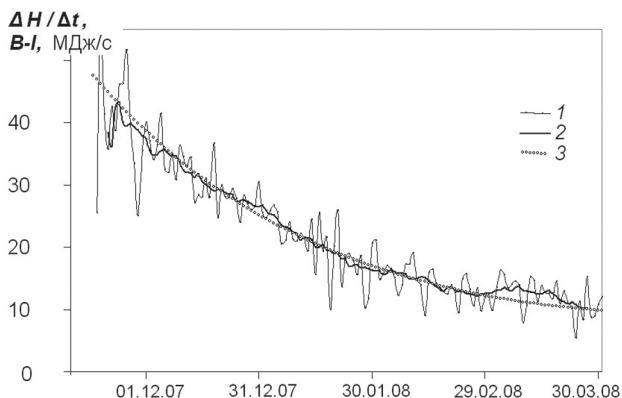


Рис. 3. Скорость изменения содержания тепла в озере зимой 2007–2008 гг.: 1 – среднесуточные значения, 2 – средние декадные значения, 3 – разница потоков тепла из донных отложений в воду и из воды в лед по среднемноголетним данным, уменьшенная на 3 %

вода-дно и вода-лед, рассчитанных по формулам (3) и (6). Различие между ними по декадным данным в среднем не превышает 3 %, т. е. зимний сезон 2007–2008 гг. по потокам тепла был лишь немного холоднее по сравнению со среднемноголетними данными.

Неизвестными в уравнениях (3) и (4) остаются A_z и F_z . Решить системы уравнений по горизонтам или слоям без определенных допущений невозможно, т. к. количество неизвестных больше количества уравнений и нет адекватных оценок для эффективного коэффициента теплопроводности. В данном случае, используя натурные данные, можно рассмотреть изменения разности вертикального и адвективного переносов тепла (в соответствии с формулой (4)) на протяжении всего периода ледостава (рис. 4).

Отрицательные значения разности ($F_z - A_z$) на рисунке 4 указывают на то, что в начале зимы адвективный перенос тепла больше эффективного вертикального переноса тепла через горизонтальные сечения озера на всех горизонтах. Максимальные его значения наблюдаются на средних глубинах, где происходит основной транзит тепла из мелководий в глубоководную часть озера. С определенной уверенностью можно говорить, что адвективный перенос тепла происходит вниз вдоль наклонного дна и представляет собой склоновое течение. Подтверждением служит то, что в основной водной толще изотермы в результате силы плавучести Архимеда стремятся выровняться и располагаются почти горизонтально, а в придонных слоях обычно наблюдаются повышенные градиенты температуры и солей в результате обмена

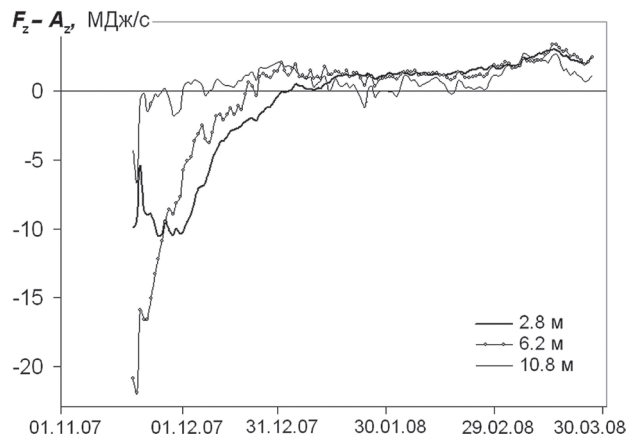


Рис. 4. Разница вертикального потока тепла внутри водной толщи (F_z) и потока за счет адвекции по уклону дна (A_z) через горизонтальные поверхности на трех горизонтах. Зима 2007–2008 гг., центральная часть озера, глубина станции 11,3 м

с донными отложениями, что приводит к образованию относительно тяжелой воды. После заполнения центрального углубления дна озера уже к началу декабря наиболее плотной водой (с температурой, близкой к температуре наибольшей плотности, и повышенной минерализацией) тепло, поступающее из донных отложений, начинает перераспределяться на меньших глубинах. На средних глубинах (5,3–6,2 м) наибольшая скорость прироста тепла запаздывает относительно максимальных глубин примерно на 20 суток и наблюдается в первой половине декабря (рис. 4, 5). В этот период на верхних горизонтах еще доминирует вынос тепла по уклону дна, и прирост теплозапаса в слое по сравнению с поступлением из донных отложений здесь отрицательный (рис. 5). Таким образом, в первой половине зимы происходит постепенное послойное заполнение глубоководной котловины озера наиболее плотной теплой водой.

Уже в январе поступление тепла в воду из донных отложений уменьшается в 2–3 раза и замедляется скорость роста теплозапаса слоев (рис. 3). Интегральные вертикальные переносы тепла через поперечные сечения в озере F_z на всех горизонтах становятся больше A_z (положительные значения разности ($F_z - A_z$) на рис. 4). К этому времени усиливается вертикальная термическая стратификация, и основное перераспределение тепла, поступающего из донных отложений, может происходить в виде переноса его от мелководных районов к центру озера по слегка наклонным изопикнам.

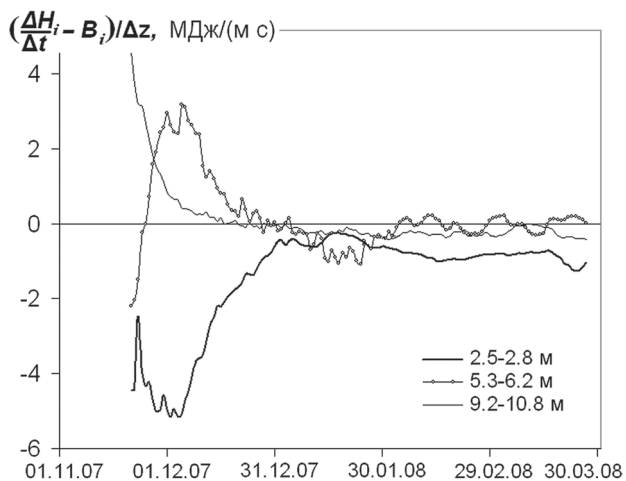


Рис. 5. Разница изменения скорости теплосодержания и потока тепла из донных отложений в воду в верхнем (глубины 2,5–2,8 м), среднем (глубины 5,3–6,2 м) и нижнем (глубины 9,2–10,8 м) слоях, отнесенная к слою толщиной 1 м

Обсуждение результатов

Результаты приведенных расчетов показывают, что в небольшом бореальном озере в зимний период существует перенос тепла из мелких районов в глубоководную часть вдоль уклона дна. Склоновые течения имеют малые скорости, но вносят существенный вклад в формирование зимней вертикальной термической структуры озера. Для оз. Вендюрского в работе [Malm, 1998] были сделаны оценки толщины пограничного слоя вдоль подводного склона (0,1–0,2 м) и скоростей склонового течения (от 2 до 7 мм с⁻¹ в ноябре-декабре и на порядок меньше в марте-апреле). В результате придонного склонового течения в центральной глубоководной части озера образуется избыток, а на мелководьях недостаток воды, что может приводить к компенсационному течению в верхнем слое. Подтверждением этому могут служить данные по пространственному распределению электропроводности воды в оз. Вендюрском в первой декаде декабря 1998 г. [Бояринов и др., 2003]. При нарастании ледового покрова выделяются соли непосредственно под лед. Через месяц после его образования (толщина кристаллического льда 21–26 см) в верхнем слое до 5 м в центральной глубоководной части озера находилось меньше 40 % солей, выделившихся при образовании льда, а в мелководных районах – от 140 до 180 %. Изолиния 100 % была расположена над глубинами, близкими к средней глубине. Это косвенно свидетельствовало о присутствии дивергенции течения в верхнем слое озера. Рассмотренный механизм переноса тепла в оз. Вендюрском

может служить примером для многих бореальных озер, водные толщи которых зимой нагреваются в результате теплообмена с донными отложениями [Россинский, 1975; Буторин и др., 1982; Тихомиров, 1982; Пальшин, 1999].

На основе теоретических оценок, в случае непроницаемости дна для потоков тепла и соли в пограничных слоях пресноводных озер в течение всего года должны преобладать восходящие склоновые течения [Зырянов, 2012]. Зимой при температуре воды ниже 4 °С из-за более интенсивной диффузии в пограничных слоях вода охлаждается, становится легче, и в результате силы плавучести Архимеда происходит ее подъем вдоль берегового склона, а в определенных условиях образуется даже пальцевая конвекция. Также было отмечено [Зырянов, 2012], что «локальные движения в диффузионных пограничных слоях вдоль берегового склона становятся источником глобального поперечного перемешивания вод во всем водоеме». Определенный вклад в вертикальную циркуляцию вод могут вносить сейши, которые являются основным механизмом передачи импульса энергии от атмосферы в озеро, покрытое льдом [Bengtsson et al., 1996; Malm et al., 1998; Бояринов и др., 2003; Петров и др., 2007]. Сейши генерируют остаточные течения, нисходящие в пучностях стоячих волн, и компенсационные восходящие потоки в узловых линиях [Зырянов, 2011]. Условия, близкие к непроницаемости дна для потоков тепла и соли в пограничных слоях, и восходящие склоновые течения могут иметь место в крупных глубоких озерах, водные массы которых после установления ледового покрова выхолаживаются из-за потерь тепла в атмосферу [Тихомиров, 1982]. Донные отложения в таких озерах из-за термоклима летом прогреваются слабо, а в течение очень продолжительного предледоставного периода теряют почти весь свой накопленный теплосодержание, особенно быстро с наличием песчаных грунтов на мелководных участках дна.

Заключение

Анализ данных многолетних измерений температуры водной толщи и придонного слоя небольшого мелководного оз. Вендюрского в зимний период позволил оценить величину теплового потока, направленного из донных отложений в воду. Получены регрессионные уравнения, позволяющие рассчитывать величину теплоток в зависимости от времени, глубины и придонной температуры.

Анализ изменения теплосодержания столба воды в течение зимы и оценка теплоток

на границах водной толщи с донными отложениями и льдом позволили предложить схему переноса тепла в озере зимой, включающую, наряду с потоками из донных отложений в воду и из воды в лед, адвективный перенос. Показано, что в первые два месяца ледостава в озере преобладает склоновый перенос тепла, поступающего в воду из донных отложений, направленный из мелководий в глубоководную часть, и происходит постепенное последовательное заполнение котловины теплой, наиболее плотной водой. В январе–марте поток тепла из донных отложений и его перенос вдоль склона дна уменьшается, и начинает доминировать вертикальный перенос тепла в водной толще.

Литература

- Бояринов П. М., Петров М. П. Процессы формирования термического режима глубоких пресноводных водоемов. Л.: Наука, 1991. 175 с.
- Бояринов П. М., Митрохов А. В., Пальшин Н. И. и др. Динамика вод в малом озере в период ледостава // Гидроэкологические проблемы Карелии и использование водных ресурсов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2003. С. 24–32.
- Буторин Н. В., Курдина Т. Н., Бакастов С. С. Температура воды и грунтов Рыбинского водохранилища. Л.: Наука, 1982. 224 с.
- Гавриленко Г. Г., Здоровеннова Г. Э., Здоровеннов Р. Э. и др. Термический и кислородный режимы мелководного озера на этапе летнего нагревания // Геополитика и экогеодинамика регионов. 2014. 10 (1). С. 414–421.
- Гавриленко Г. Г., Здоровеннова Г. Э., Здоровеннов Р. Э. и др. Теплоток на границе вода – донные отложения в небольшом озере // Труды КарНЦ РАН. 2015. № 9. С. 3–9.
- Зырянов В. Н. Сейши подо льдом // Водные ресурсы. 2011. Т. 38, № 3. С. 259–271.
- Зырянов В. Н., Лапина Л. Э. Склоновые течения в морях, озерах и водохранилищах, обусловленные диффузионными эффектами // Водные ресурсы. 2012. Т. 39, № 3. С. 292–303.
- Литинская К. Д., Поляков Ю. К. Озера Вендюрской группы – Урос, Риндозеро, Вендюрское // Водные ресурсы Карелии и их использование. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1975. С. 57–66.
- Лозовик П. А. Химический состав взвеси, твердой и жидкой фракции илов и обменные процессы «вода-дно» // Поверхностные воды озерно-речной системы Шуи в условиях антропогенного воздействия. Петрозаводск, 1991. С. 114–118.
- Пальшин Н. И. Термические и гидродинамические процессы в озерах в период ледостава. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1999. 86 с.
- Петров М. П., Терзевик А. Ю., Здоровеннов Р. Э., Здоровеннова Г. Э. Особенности термической структуры мелководного озера в начале зимы // Водные ресурсы. 2006. Т. 33, № 2. С. 135–143.
- Петров М. П., Терзевик А. Ю., Здоровеннов Р. Э., Здоровеннова Г. Э. Движения воды в мелководном озере, покрытом льдом // Водные ресурсы. 2007. Т. 34, № 2. С. 131–140.
- Россинский К. И. Термический режим водохранилищ. М.: ИВП АН СССР, 1975. 167 с.
- Тихомиров А. И. Термика крупных озер. Л.: Наука, 1982. 232 с.
- Bengtsson L., Malm J., Terzhevik A., Petrov M. et al. A Field Study of Thermo- and Hydrodynamics in a Small Karelian Lake during Late Winter 1994. Report 3185, Lund University, Sweden, 1995. 72 p.
- Bengtsson L., Malm J., Terzhevik A. et al. Field investigation of winter thermo- and hydrodynamics in a small Karelian lake // Limnol. Oceanogr. 1996. Vol. 41, no. 7. P. 1502–1513.
- Kirillin G., Leppäranta M., Terzhevik A. et al. Physics of seasonally ice-covered lakes: a review // Aquatic Sciences. 2012. 74 (4). P. 659–682.
- Maher O. A., Malm J., Terzhevik A. et al. Temperature and Hydrodynamics in Lake Vendyurskoe during Winter 1996/1997 and 1997/1998. Report 3223, Lund University, Sweden, 1999. 145 p.
- Malm J. Bottom buoyancy layer in an ice-covered lake // Water Resources Res. 1998. Vol. 34, no. 11. P. 2981–2993.
- Malm J., Terzhevik A., Bengtsson L. et al. A Field Study of Thermo- and Hydrodynamics in Three Small Karelian Lake during Winter 1994/1995. Report 3197, Lund University, Sweden, 1996. 220 p.
- Malm J., Terzhevik A., Bengtsson L. et al. A field study on currents in a shallow ice-covered lake // Limnol. Oceanogr. 1998. Vol. 43, no. 7. P. 1669–1679.
- Malm J., Terzhevik A., Bengtsson L. et al. Temperature and Hydrodynamics in Lake Vendyurskoe during Winter 1995/1996. Report 3213, Lund University, Sweden, 1997a. 207 p.
- Malm J., Terzhevik A., Bengtsson L. et al. Temperature and Salt Content Regimes in Three Shallow Ice-Covered Lakes: 1. Temperature, Salt Content and Density Structure // Nordic Hydrology. 1997b. Vol. 28. P. 99–128.
- Malm J., Terzhevik A., Bengtsson L. et al. Temperature and Salt Content Regimes in Three Shallow Ice-Covered Lakes: 2. Heat and Mass Fluxes // Nordic Hydrology. 1997c. Vol. 28. P. 129–152.
- Zdorovenнова G. E. Spatial and temporal variations of the water-sediment thermal structure in shallow ice-covered Lake Vendyurskoe (Northwestern Russia) // Aquatic Ecology. 2009. Vol. 43. P. 629–639. doi: 10.1007/s10452-009-9277-0

Поступила в редакцию 05.04.2016

References

- Boyarinov P. M., Petrov M. P. Protsessy formirovaniya termicheskogo rezhima glubokih presnovodnykh vo-doomov [The formation of thermal regime in deep fresh-water bodies]. Leningrad: Nauka, 1991. 175 p.
- Boyarinov P. M., Mitrohov A. V., Palshin N. I., Petrov M. P., Terzhevik A. Yu., Filatov N. N. Dinamika vod v malom ozere v period ledostava [The dynamics of water in a small lake during the ice-covered period]. *Gidroekologicheskiye problemy Karelii i ispolzovaniye vodnykh resursov* [Hydroecological problems of Karelia and the use of water resources]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2003. P. 24–32.
- Butorin N. V., Kurdina T. N., Bakastov S. S. Temperatura vody i gruntov Rybinskogo vodohranilishcha [Water and soil temperature in the Rybinsk Reservoir]. Leningrad: Nauka, 1982. 224 p.
- Gavrilenko G. G., Zdorovenova G. E., Zdorovenov R. E., Palshin N. I., Terzhevik A. Yu. Termicheskiy i kislorodnyi regimiy melkovodnogo ozera na etape letnego nagrevaniya [Thermal and oxygen regimes of a shallow lake at the stage of summer heating]. *Geopolitika i ekogeodinamika regionov* [Geopolitics and Ecogeodynamics of regions]. 2014. No. 10 (1). P. 414–421.
- Gavrilenko G. G., Zdorovenova G. E., Zdorovenov R. E., Palshin N. I., Mitrohov A. V., Terzhevik A. Yu. Teplopotok na granice voda-donnye otlozheniya v nebolshom ozere [Heat flux at the water-sediment interface in a shallow lake]. *Trudy KarNC RAN* [Transactions of KarRC of RAS]. 2015. No. 9. P. 3–9.
- Zyryanov V. N. Under-ice seiches. *Water Resources*. 2011. Vol. 38, no. 3. P. 261–273.
- Zyryanov V. N., Lapina L. E. Slope flows governed by diffusion effects in seas, lakes, and reservoirs. *Water Resources*. 2012. Vol. 39, no. 3. P. 294–304.
- Litinskaya K. D., Polyakov Yu. K. Ozera Vendyurskoj gruppy – Uros, Rindozero, Vendyurskoe [Lakes of Vendury group – Uros, Rindozero, and Vendyurskoe]. *Vodnye resursy Karelii i ih ispolzovanie* [Water resources of Karelia and their use]. Petrozavodsk: Karelskij filial AN SSSR, 1975. P. 57–66.
- Lozovik P. A. Himicheskiy sostav vzvesi, tverdoj i zhidkoj frakcii ilov i obmennye processy voda-dno [Chemical composition of slurry, solid and liquid fractions of silt and “water-bottom sediments” metabolic processes]. *Poverhnostnye vody ozerno-rechnoj sistemy Shui v usloviyah antropogennogo vozdeystviya* [Surface waters of the Shuya lake-river system under anthropogenic impact]. Petrozavodsk, 1991. P. 114–118.
- Palshin N. I. Termicheskiye i gidrodinamicheskiye protsessy v ozerakh v period ledostava [Thermal and hydrodynamic processes in lakes during the ice-covered period]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 1999. 86 p.
- Petrov M. P., Terzhevik A. Yu., Zdorovenov R. E., Zdorovenova G. E. The thermal structure of a shallow lake in early winter. *Water Resources*. 2006. Vol. 33, no. 2. P. 135–143.
- Petrov M. P., Terzhevik A. Yu., Zdorovenov R. E., Zdorovenova G. E. Motion of water in an ice-covered shallow lake. *Water Resources*. 2007. Vol. 34, no. 2. P. 113–122.
- Rossinsky K. I. Termicheskiy rezhim vodokhranilishch [Thermal regime of water reservoirs]. Moscow: IVP AN SSSR, 1975. 167 p.
- Tikhomirov A. Termika krupnykh ozer [Thermal regime of large lakes]. Leningrad: Nauka, 1982. 232 p.
- Bengtsson L., Malm J., Terzhevik A., Petrov M., Boyarinov P., Glinsky A., Palshin N. A Field Study of Thermo- and Hydrodynamics in a Small Karelian Lake during Late Winter 1994. Report 3185, Lund University, Sweden, 1995. 72 p.
- Bengtsson L., Malm J., Terzhevik A., Petrov M., Boyarinov P., Glinsky A., Palshin N. Field investigation of winter thermo- and hydrodynamics in a small Karelian lake. *Limnol. Oceanogr.* 1996. Vol. 41, no. 7. P. 1502–1513.
- Kirillin G., Leppäranta M., Terzhevik A., Granin N., Bernhardt J., Engelhardt C., Efremova T., Golosov S., Palshin N., Sherstyankin P., Zdorovenova G., Zdorovenov R. Physics of seasonally ice-covered lakes: a review. *Aquatic Sciences*. 2012. 74 (4). P. 659–682.
- Maher O. A., Malm J., Terzhevik A., Bengtsson L., Boyarinov P., Mitrokhov A., Palshin N., Petrov M. Temperature and Hydrodynamics in Lake Vendyurskoe during Winter 1996/1997 and 1997/1998. Report 3223, Lund University, Sweden, 1999. 145 p.
- Malm J. Bottom buoyancy layer in an ice-covered lake. *Water Resources Res.* 1998. Vol. 34, no. 11. P. 2981–2993.
- Malm J., Terzhevik A., Bengtsson L., Boyarinov P., Glinsky A., Palshin N., Petrov M. A Field Study of Thermo- and Hydrodynamics in Three Small Karelian Lake during Winter 1994/1995. Report 3197, Lund University, Sweden, 1996. 220 p.
- Malm J., Terzhevik A., Bengtsson L., Boyarinov P., Glinsky A., Palshin N., Petrov M. A field study on currents in a shallow ice-covered lake. *Limnol. Oceanogr.* 1998. Vol. 43, no. 7. P. 1669–1679.
- Malm J., Terzhevik A., Bengtsson L., Boyarinov P., Glinsky A., Palshin N., Petrov M. Temperature and Hydrodynamics in Lake Vendyurskoe during Winter 1995/1996. Report 3213, Lund University, Sweden, 1997a. 207 p.
- Malm J., Terzhevik A., Bengtsson L., Boyarinov P., Glinsky A., Palshin N., Petrov M. Temperature and Salt Content Regimes in Three Shallow Ice-Covered Lakes: 1. Temperature, Salt Content and Density Structure. *Nordic Hydrology*. 1997b. Vol. 28. P. 99–128.
- Malm J., Terzhevik A., Bengtsson L., Boyarinov P., Glinsky A., Palshin N., Petrov M. Temperature and Salt Content Regimes in Three Shallow Ice-Covered Lakes: 2. Heat Mass Fluxes. *Nordic Hydrology*. 1997c. Vol. 28. P. 129–152.
- Zdorovenova G. E. Spatial and temporal variations of the water-sediment thermal structure in shallow ice-covered Lake Vendyurskoe (Northwestern Russia). *Aquatic Ecology*. 2009. Vol. 43. P. 629–639. doi: 10.1007/s10452-009-9277-0

Received April 05, 2016

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Пальшин Николай Иннокентьевич

старший научный сотрудник лаборатории гидрофизики,
к. г. н.
Институт водных проблем Севера
Карельского научного центра РАН
пр. А. Невского, 50, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185030
эл. почта: npalshin@mail.ru

Ефремова Татьяна Владимировна

старший научный сотрудник лаборатории гидрофизики,
к. г. н.
Институт водных проблем Севера
Карельского научного центра РАН
пр. А. Невского, 50, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185030
эл. почта: efremova@nwpi.krc.karelia.ru

Здоровеннов Роман Эдуардович

старший научный сотрудник лаборатории гидрофизики,
к. г. н.
Институт водных проблем Севера
Карельского научного центра РАН
пр. А. Невского, 50, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185030
эл. почта: romga74@gmail.com
тел.: +79212209438

Здоровеннова Галина Эдуардовна

и. о. зав. лабораторией гидрофизики, к. г. н.
Институт водных проблем Севера
Карельского научного центра РАН
пр. А. Невского, 50, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185030
эл. почта: zdorovennova@gmail.com
тел.: +79116660369

CONTRIBUTORS:

Palshin, Nikolai

Northern Water Problems Institute, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
50 A. Nevsky St., 185030 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: npalshin@mail.ru

Efremova, Tatyana

Northern Water Problems Institute, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
50 A. Nevsky St., 185030 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: efremova@nwpi.krc.karelia.ru

Zdorovennov, Roman

Northern Water Problems Institute, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
50 A. Nevsky St., 185030 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: romga74@gmail.com
tel.: +79212209438

Zdorovennova, Galina

Northern Water Problems Institute, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
50 A. Nevsky St., 185030 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: zdorovennova@gmail.com
tel.: +79116660369