

ДИНАМИКА ЛЕДНИКА ПЕРЕТОЛЧИНА (*Восточный Саян*) В XX ВЕКЕ ПО ДОННЫМ ОСАДКАМ ПРОГЛЯЦИАЛЬНОГО ОЗЕРА ЭХОЙ

О.Г. Степанова¹, В.А. Трунова², В.В. Зверева², М.С. Мельгунов^{3,4},
С.К. Петровский¹, С.М. Крапивина¹, А.П. Федотов¹

¹ Лимнологический институт СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3, Россия

² Институт неорганической химии им. А.В. Николаева, 630090, Новосибирск, просп. Академика Лаврентьева, 3, Россия

³ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

⁴ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Приводятся результаты изучения донных отложений прогляциального оз. Эхой, питающегося тальми водами ледника Перетолчина. Донные осадки, сформированные с 1885 по 2013 г., изучались с временным разрешением год—сезон рентгенофлуоресцентным анализом с использованием синхротронного излучения в режиме сканирования и традиционного анализа (РФА-СИ-скан, РФА-СИ), методом инфракрасной спектроскопии и цветовой обработкой фотографий керн. Глубинно-возрастная модель керн строилась на подсчете годовых слоев с контролем модели по анализу распределения активностей изотопов ²¹⁰Pb, ¹³⁷Cs, ²³⁸U и ²²⁶Ra. Динамика ледника рассматривается через интенсивность поставки тальми водами ледника кластогенного материала в озеро. В элементном составе донных отложений выделяются три группы элементов, отображающих периоды смещения переднего края ледника и интенсивность развития аквальной биоты. Первая группа элементов (Ca, K, Ti, Fe и Mn) характеризует поставку кластогенного материала без существенных изменений границ ледника. Вторая группа элементов (Ni, Cu, Br и U) отвечает за интенсивность развития аквальной биоты. Третья группа элементов (Rb, Sr, Zr, Nb, Y и Th) указывает на то, что смещение переднего края ледника было значительным.

Существенная деградация ледника началась после 1920 г., однако при этом до 1947 г. отступление его нижней границы было незначительным. С 1947 по 1970 г. ледник отступал интенсивно. Наиболее быстро этот процесс проходил в период 1953—1970 гг. Устойчиво высокие региональные летние температуры 1938—1970 гг. послужили причиной значительной потери ледником своих объемов и существенного редуцирования его границ. Следующий период устойчивой деградации ледника продолжался с 1980 по 2000 г. и был синхронен с резким глобальным увеличением температур в Северном полушарии. После 2000 г. темпы деградации ледника снизились.

Восточный Саян, ледник, донные осадки, элементный состав, РФА-СИ, ИК-спектроскопия.

RECONSTRUCTION OF THE PERETOLCHIN GLACIER FLUCTUATION (*East Sayan*) DURING THE 20th CENTURY INFERRED FROM THE BOTTOM SEDIMENTS OF PROGLACIAL LAKE EKHOI

O.G. Stepanova, V.A. Trunova, V.V. Zvereva, M.S. Mel'gunov, S.K. Petrovskii,
S.M. Krapivina, and A.P. Fedotov

We present results of study of the bottom sediments of proglacial Lake Ekhoi, which is fed with the Peretolchin Glacier meltwater (East Sayan). The bottom deposit sequence, formed from 1885 to 2013, was investigated with a year–season time resolution, using X-ray fluorescence with synchrotron radiation (with and without scanning), the Fourier-transform infrared (FTIR) analysis, and color processing of core photos. The depth–age model of the core was based on counting of annual laminate layers with control by ²¹⁰Pb, ¹³⁷Cs, ²³⁸U, and ²²⁶Ra chronology. Intense glacier thawing was calculated from the amount of clastic matter supplied by the glacier meltwater into the lake. The elemental composition of the bottom sediments includes three groups reflecting periods of displacement of the glacier front and the intensity of evolution of aquatic biota. The first group of elements (Ca, K, Ti, Fe, and Mn) characterizes the supply of clastic matter without serious changes in the glacier edges. The second group (Ni, Cu, Br, and U) is responsible for the intensity of evolution of aquatic biota. Finally, the third group (Rb, Sr, Zr, Nb, Y, and Th) can describe the intensity of displacement of the glacier front. Intensive glacier thawing has proceeded since 1920; however, the glacier retreat was insignificant till 1947. From 1947 to 1970, the glacier rapidly retreated, especially in the period 1953–1970. This was induced by steady high regional summer surface temperature in 1938–1970. The following glacier retreat was during 1980–2000, synchronously with the global temperature anomaly in the Northern Hemisphere. Since 2000, the melting has slowed.

Glacier, bottom sediments, elemental composition, XRF-SR, FTIR spectroscopy, East Sayan

ВВЕДЕНИЕ

Ледники признаны одними из самых чувствительных индикаторов изменений климата [Haeberli et al., 2004; Solomina et al., 2008]. Поэтому даже незначительные колебания в региональной температуре и влажности могут вызвать существенные изменения в балансе ледников [Dyurgerov, Meier, 2000], особенно внутриконтинентальных, располагающихся на значительном удалении от источников влаги. Основным поставщиком влаги в регион является Северо-Атлантический влагоперенос [Кузнецова, 1978; Ding, 1990]. Ледники существенно увеличиваются в размерах в периоды похолоданий и уменьшаются во время потеплений. Поэтому для создания достоверного прогноза реакции оледенения на вариации климата в будущем необходимо знать об их трансформации в прошлом [Долгова и др., 2013].

Хорошо известно, что современное отступление ледников началось с середины XIX в., когда закончился климатический режим Малого ледникового периода (МЛП). Однако динамика ледников в разных частях Северного полушария не была синхронной [Stoetter et al., 1999; Solomina et al., 2008; Yang et al., 2008]. Согласно оценкам [Solomina, 2000; Gurney et al., 2008; Gurney, 2010], площадь ледников в северной части Восточной Сибири с 1850 по 2000 г. сократилась на 17 %, а по данным [Ananicheva et al., 2005] за более короткий период (с 1945 по 2003 г.), на 20—30 %.

Исследуемый ледник расположен в горном массиве Мунку-Сардык (3491 м над уровнем моря) Восточного Саяна (рис. 1). Первые инструментальные измерения ледника были выполнены С.П. Перетолчиным в 1896—1903 гг. [Перетолчин, 1908]. Ледник состоит из двух частей: южной, расположенной с монгольской стороны г. Мунку-Сардык и принадлежащей к водосборному бассейну оз. Хубсугул, и северной части, относящейся к водосборному бассейну р. Иркут. В своей работе мы рассматриваем только северную часть ледника. В период исследований площадь ледника Перетолчина составляла 0.68 км² [Перетолчин, 1908]. За прошедшие 100 лет ледник значительно сократил свои границы, и в 2006 г. его площадь была 0.3 км² [Осипов и др., 2013].

В последние десятилетия с развитием высокоразрешающих инструментальных методов был достигнут значительный прогресс в реконструкции активности ледников на основе изучения вещественного состава донных осадков из озер, примыкающих к современным ледникам [Karlen, Matthews, 1992; Dahl et al., 2003; Lie et al., 2004; Bakke et al., 2005; Nesje et al., 2008; Вологина, Федотов, 2013].

Целью данной работы является реконструкция отклика ледников Восточной Сибири (на примере ледника Перетолчина) на изменения климата последних 110 лет на основе подробного исследования элементного состава керн донных отложений прогляциального оз. Эхой. Летописи этого периода охватывают важные климатические перестройки, такие как переход от МЛП к современному потеплению (СП) и начало активного антропогенного влияния на глобальный климат.

МЕТОДЫ

Изучалась верхняя часть (0—255 мм) керн Eh-01/13, отобранного в центральной части озера в августе 2013 г. Цветовая обработка фотографий керн выполнена в программе Strati-Signal 1.0.5 [Ndiaye et al., 2012] с дискретностью разложения изображения по цветовым составляющим в 0.02—0.03 мм.

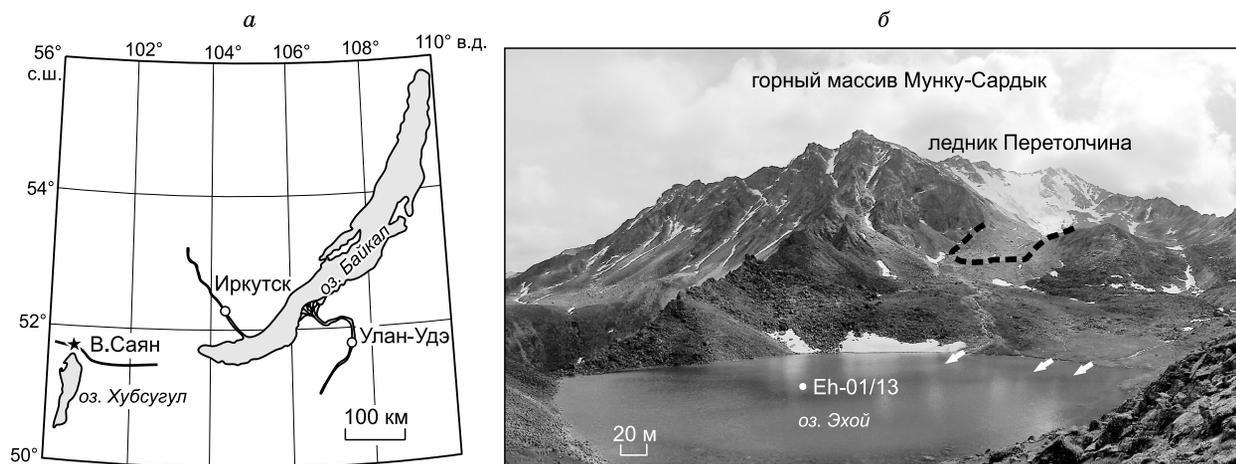


Рис. 1. Схема (а) расположения района исследования (звездочка). Фотография (б) оз. Эхой и горно-го массива Мунку-Сардык.

Штриховая линия — нижняя граница ледника Перетолчина в 1897—1903 гг. [Перетолчин, 1906], Eh-01/13 — позиция точки отбора керн, стрелки — водотоки, стекающие с ледника.

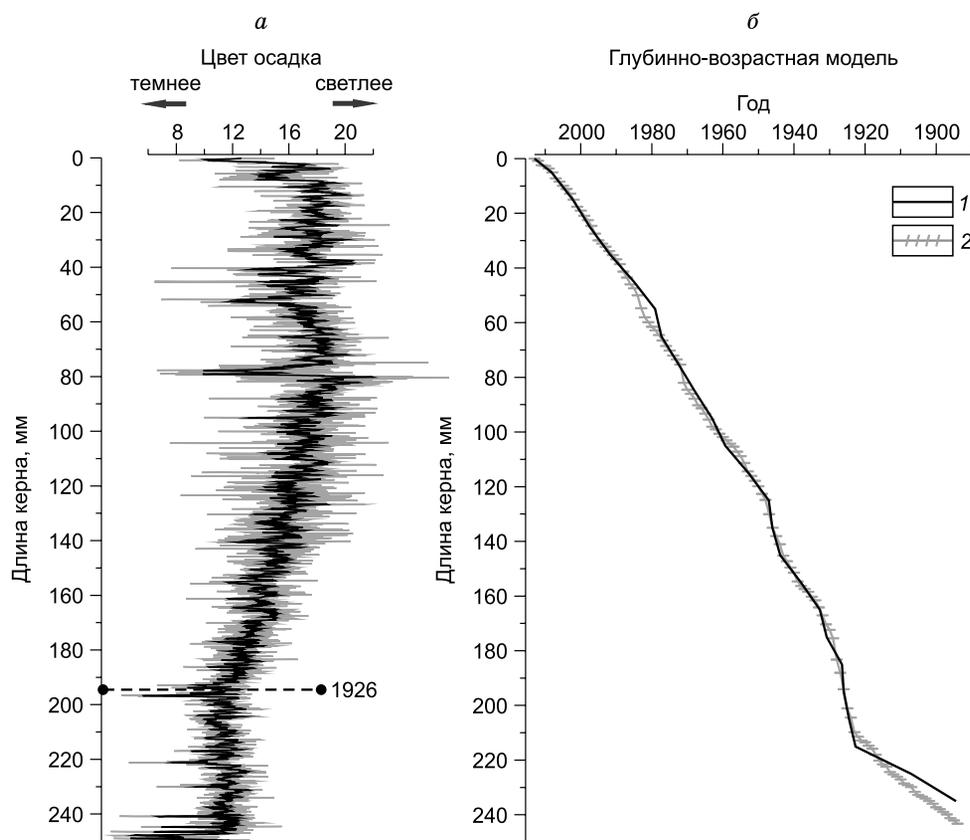


Рис. 2. Изменение цветности осадка (а) по результатам цифровой обработки фотографий керна в программе Strati-Signal 1.0.5 и глубинно-возрастная модель верхней части керна Eh-01/13 (б) на основе подсчета сезонно-годовых слоев и анализа распределения активностей изотопов ^{210}Pb , ^{137}Cs , ^{238}U и ^{226}Ra .

1 — ^{210}Pb -модель, 2 — сезонная модель.

Глубинно-возрастная модель строилась на основе подсчета количества годовых слоев по данным цифровой модели изменчивости цветовой гаммы осадка. Контроль модели осуществлялся по анализу распределения активностей изотопов ^{210}Pb , ^{137}Cs , ^{238}U и ^{226}Ra . Для расчета возраста использовалась CRS (Constant Rate of Supply) модель накопления ^{210}Pb [Binford, 1990] (рис. 2). Расчет доли неравновесного ^{210}Pb производился по активностям ^{226}Ra .

Для изучения элементного состава керна был проведен рентгенофлуоресцентный анализ путем сплошного сканирования недеформированного влажного керна на пучках синхротронного излучения («РФА-СИ-скан») с шагом в 1 мм, на станции рентгенофлуоресцентного элементного анализа в СЦСТИ (ИЯФ СО РАН). Полученные спектры обрабатывали при помощи программы AXIL. Концентрации породообразующих K, Ca, Ti, Mn, Fe, редких и рассеянных Ni, Cu, Zn, As, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ba, La, Ce элементов определены методом внешнего стандарта, в качестве которого использовался стандартный образец состава Байкальского ила — БИЛ-1.

Определение содержания биогенного кремнезема (BSi), общего органического вещества, кварца и полевого шпата проводилось методом инфракрасной спектроскопии, согласно методикам [Chester, Elderfield, 1968; Chester, Green, 1968; Столповская и др., 2006; Liu et al., 2013].

Статистическая обработка данных была осуществлена методом главных компонент (PCA, varimax rotation) и кластерного анализа (CA, Ward's-метод).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Литологическое строение керна, глубинно-возрастная модель. Керн представлен тонким переслаиванием алевропелитовых илов оливково-серого цвета с мелкосреднезернистым песком мощностью от 1 до 7 мм. Сезонная слоистость выражена в чередовании слоев, сформированных в летний сезон и содержащих темноцветные минералы мелкозернистой песчаной и крупнозернистой алевроито-

вой размерности, и светлых слойков, сложенных материалом пелитовой и мелкоалевритовой размерности (см. рис. 2). Данная цветовая градация хорошо выявляется при цифровой обработке изображения керн в разных цветовых каналах. Однако сезонная слоистость наиболее выражена в верхней и нижней частях керн. По этой причине глубинно-возрастная модель керн на основе подсчета сезонных слойков строится только для интервала керн 0—255 мм в пределах датирования по ^{210}Pb (см. рис. 2). Согласно данной модели, горизонт 255 мм был сформирован в 1885 ± 3 г.

На рис. 2 отчетливо видно, что, начиная с ~ 195 мм (~ 1926 год) и до верха керн, осадок становится более светлым по сравнению с нижележащими горизонтами. Это может быть связано с увеличением мощности слойков, сформированных в зимний период, и повышением количества светло-цветных минералов, выносимых в летний период. Расчет скорости свободного осаждения частиц на дно озера показывает, что частицы 1.0—0.5 мкм размерности будут оседать из столба воды в 16 м (глубина озера в точке отбора керн) за 62—245 сут соответственно. За последние 100 лет продолжительность подледного периода озера и водотоков, впадающих в озеро, составляет 210—220 дней. Это означает, что практически вся взвесь, поступившая в озеро в летнее время, оседает в зимний период. Следовательно, чем интенсивнее летний привнос взвеси, тем больше мощность слоя, формирующегося зимой. Можно предположить, что, согласно изменению цветности осадка, интенсивность поставки терригенного материала в летний период увеличилась после 1926 г.

Элементный состав донных осадков. Анализ распределения элементов вдоль керн на основе кластерного анализа и метода главных компонент показывает, что проанализированные элементы могут быть объединены в три группы (рис. 3). Группа 1 объединяет Ca, K, Ti, Fe и Mn. Указанные элементы, за исключением титана, являются высокоподвижными элементами [Nesbitt et al., 1982; Gaillardet et al., 2003]. Однако присутствие Ti в этой группе свидетельствует, что калий и кальций, вероятнее всего, поступали в виде кластогенного материала. Изначальные содержания Fe и Mn в осадке могут быть значительно трансформированы окислительно-восстановительными и микробиальными процессами [Davison, 1993]. Между тем близкое распределение Fe, Mn и Ti свидетельствует, что эти трансформации были минимальны вследствие высоких скоростей осадконакопления.

В группу 2 входят Ni, Cu, Br и U (см. рис. 3). Перечисленные элементы очень часто образуют комплексные соединения с растворенным органическим веществом и могут интенсивно накапливаться в процессе жизненного цикла аквальной биоты, например, в створках диатомовых водорослей [Phedotin et al., 2000; Pokrovsky et al., 2006]. Мы предполагаем, что эта группа элементов описывает интенсивность первичной биопродуктивности озера и распределение органической составляющей.

Третья группа элементов включает в себя Rb, Sr, Zr, Nb, Y и Th и, на наш взгляд, именно за счет их поступления увеличивается мутность воды в озере и снижается его биопродуктивность.

Метод главных компонент и кластерного анализа профилей элементов по глубине керн позволяет выделить пять переходов, когда изменения элементного состава были наиболее контрастными. Они произошли около 1911, 1928, 1946, 1976 и 2000 гг. (см. рис. 3). Наиболее показательное распределение элементов групп 2 и 3, когда содержание элементов второй группы убывает снизу вверх керн в противоположность распределению элементов третьей группы. Следует отметить, что изменение цвета осадка обратно распределению элементов второй группы и положительно соотносится с распределением элементов третьей группы (см. рис. 2 и 3).

Распределение общего органического вещества и биогенного кремнезема. Профили распределения ООВ и BSi хорошо согласуются с распределением элементов второй группы, что также подтверждает биогенный характер накопления этих элементов. Постепенное снижение ООВ и BSi происходило после 1940-х гг. Данное снижение биогенных показателей было синхронным с резким увеличением поступления в озеро элементов третьей группы (рис. 4). Однако климатических предпосылок для подобного снижения биопродуктивности озера не было, региональный температурный режим и количество атмосферных выпадений были благоприятными для развития биоты в озере (см. рис. 4). Обратная взаимосвязь между распределением элементов третьей группы и биогенных маркеров может объясняться повышением мутности воды в озере, за счет поступления, так называемого, «ледникового молока». Этот механизм был предложен в качестве одного из объяснения исчезновения диатомей в Байкале в периоды оледенений плейстоцена [Безрукова и др., 1991] и изменений фито- и зоопланктона в малых озерах [Huisman и др., 2004; Lasroumaderes et al., 2013]. Вероятнее всего, в малых прогляциальных озерах уровень мутности вод был наиболее значим для развития аквальной биоты. Зачастую уровень мутности прогляциальных озер находится в прямой зависимости от поступления кластогенного материала пелитовой размерности [Crookshanks, Gilbert, 2008]. На основании этого можно предположить, что распределение элементов третьей группы, вероятнее всего, соответствует интенсивности поступления в оз. Эхой терригенного материала мелкофракционной фракции.

Реконструкция динамики ледника Перетолчина. Мы предполагаем, что поставку кластогенного материала в озеро талыми водами ледника можно описать двумя состояниями ледника. Первое состо-

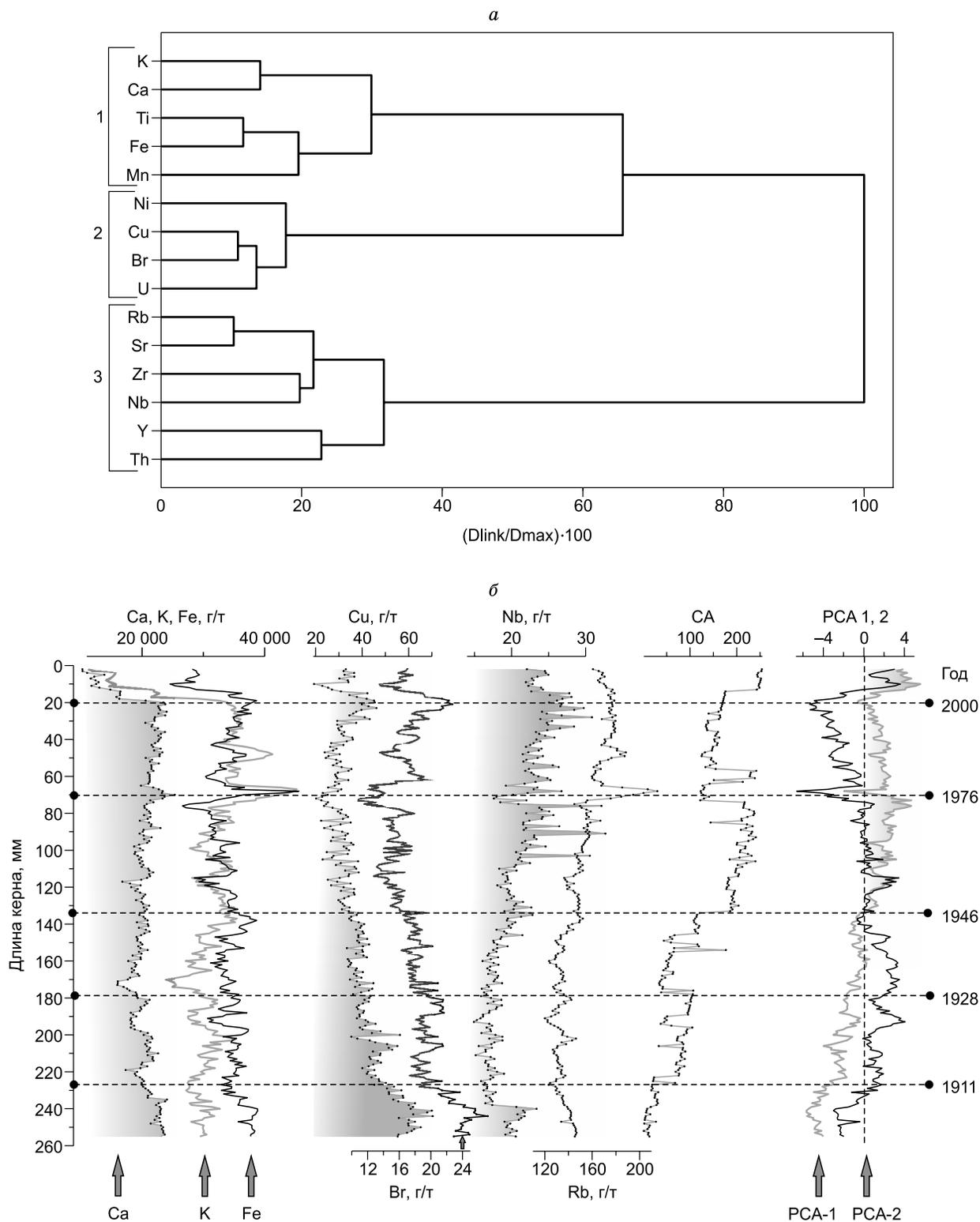


Рис. 3. Изменение элементного состава верхней части кернa Eh-01/13.

a — выделение групп элементов на основе кластерного анализа, *b* — примеры распределений элементов, типичных для каждой группы, CA — порядковое распределение интервалов кернa по результатам кластерного анализа, PCA-1,2 — распределение счетов оси 1 (EV = 35.2) и оси 2 (EV = 25) метода главных компонент при анализе элементного состава кернa, штриховыми линиями показаны интервалы, на которых происходит наиболее контрастная смена элементного состава кернa.

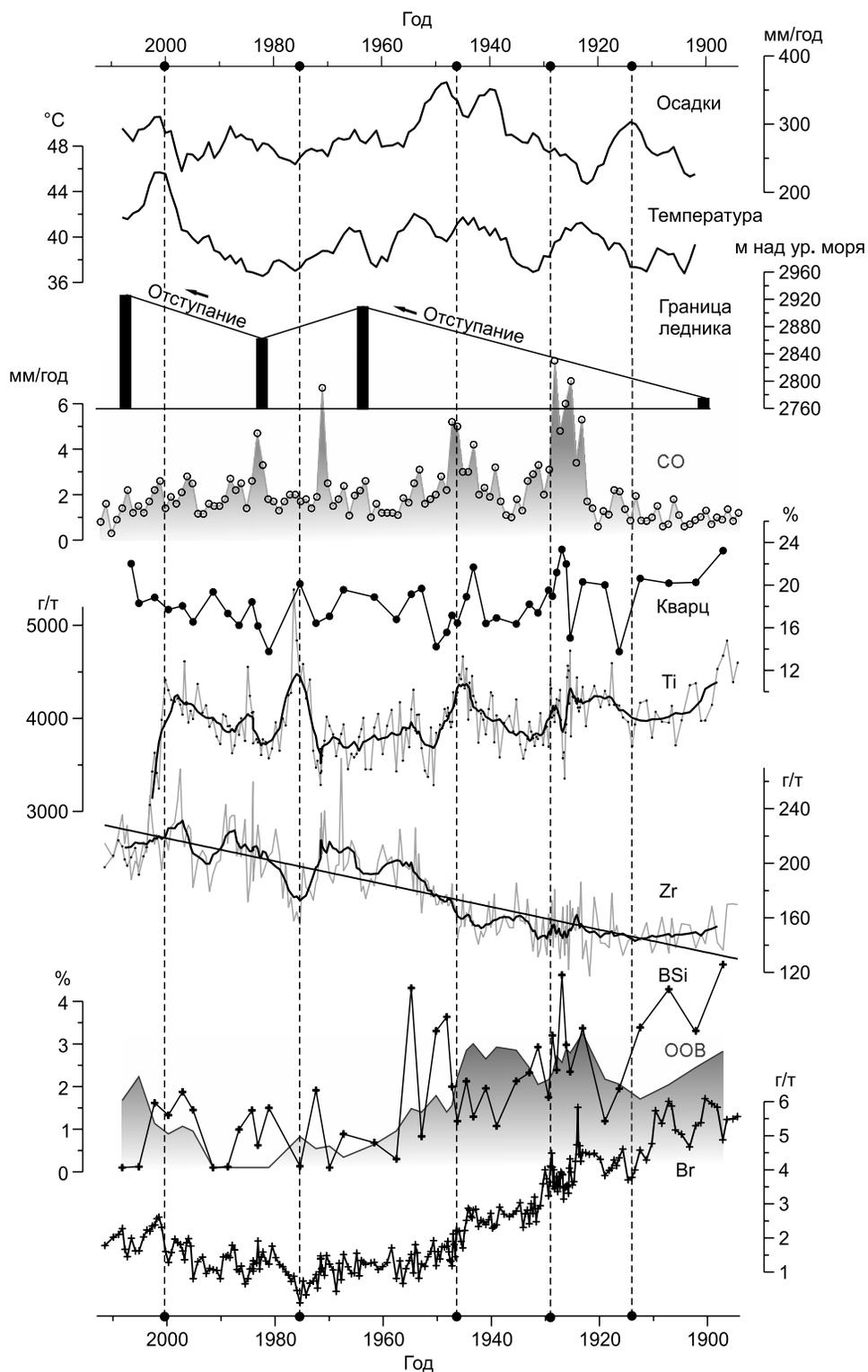


Рис. 4. Сравнение полученных летописей с региональными климатическими параметрами и геоморфологическими наблюдениями за ледником Перетолчина.

ООВ — общее органическое вещество, BSi — биогенный кремнезем, СО — скорость осадконакопления в озере. Граница ледника — положение нижней границы ледника [Перетолчин, 1906; Максимов, 1965; Арефьев, Мухаметов, 1996; Китов и др., 2009; Осипов и др., 2013]. Температура — сумма летних температур в районе исследований (5-летнее сглаживание, <http://climate.geog.udel.edu/>). Осадки — количество атмосферных выпадений за год (5-летнее сглаживание, <http://climate.geog.udel.edu/>).

яние — ледник «стационарен», т.е. незначительно или совсем не меняется в своей площади, но теряет в своей мощности. Предположительно, за последние 110 лет ледник Перетолчина потерял 50—60 м своей мощности [Китов, Плюснин, 2011]. В этом состоянии ледника происходит многократное размывание и переотложение пород водосбора без добавления «нового» материала. Вероятнее всего, маркерами этого состояния являются элементы первой группы. Второе состояние — ледник «подвижен», идет интенсивное формирование «нового» материала за счет физического выветривания ложа ледника. Мы предполагаем, что распределение элементов третьей группы наиболее близко «описывает» поступление в озеро тонкодисперсного материала, продуцированного ледниковой эрозией. Именно этот тонкодисперсный материал увеличивал мутность вод озера, что приводило к снижению биопродуктивности. Схожие чередования «подвижного» и «стационарного» состояния ледника наблюдаются и в других горных районах Восточной Сибири [Арефьев, Мухаметов, 1996; Плюснин и др., 2008; Shahgedanova et al., 2011].

На данный момент имеются четыре хронологических «срезы», для которых границы ледника Перетолчина были инструментально измерены, это 1897—1906, 1963, 1982 и 2006—2008 гг. [Перетолчин, 1908; Максимов, 1965; Арефьев, Мухаметов, 1996; Плюснин и др., 2008; Китов и др., 2009; Осипов и др., 2013]. Согласно этим наблюдениям, наименьшая нижняя граница ледника была в 1897—1906 гг. (~2776 м над уровнем моря), а наивысшая в 2006—2008 гг. (~2925 м над ур. м.). С 1900 по 1963 г. ледник отступил на ~130 м вверх по склону, а с 1982 по 2008 г. на ~65 м (см. рис. 4).

В общих чертах наши данные согласуются с этими реперными хроносрезами положения нижней границы ледника. На основании полученных летописей мы предполагаем, что интенсивная деградация ледника началась после 1920 г. Если в период 1895—1920 гг. средняя скорость осадконакопления (СО) в той части озера, откуда был получен керн, составляла 1.12 мм/год, то в 1920—2013 гг. она возросла до 2.3 мм/год (см. рис. 4). Примечательны два эпизода резкого увеличения СО, содержания элементов первой группы и кварца в 1922—1928 и 1940—1947 гг. Эти эпизоды происходили на фоне устойчивого увеличения летних температур воздуха, и, вероятнее всего, температурные изменения индуцировали начало интенсивной деградации ледника. Кроме того, в 1940—1947 гг. наблюдалось увеличение количества атмосферных осадков, что внесло свой вклад в увеличение СО. Основываясь на том, что в эти эпизоды изменения содержания элементов третьей группы были не столь значительны, а биопродуктивность озера была высокой, мы предполагаем, что примерно до 1947 г. ледник интенсивно терял в своей мощности, но отступление его нижней границы было незначительным. Ледник начал интенсивно отступать с 1947 по 1970 г. Наиболее быстро этот процесс проходил в 1953—1970 гг. (см. рис. 4). В целом период с 1938 по 1970 г. характеризуется высокими летними температурами, что и явилось причиной существенной потери ледником своих объемов и существенным редуцированием его границ.

Полевые наблюдения 1982 г. показали, что нижняя граница ледника была примерно на 42 м ниже, чем в 1963 г. [Арефьев, Мухаметов, 1996]. Согласно нашим данным, в 1970—1980 гг. темпы отступления ледника заметно снизились, и это объясняется существенным снижением летних температур воздуха (см. рис. 4). В ответ на снижение поступления в озеро тонкодисперсного материала, биопродуктивность озера возросла. Следующий период устойчивой деградации ледника наблюдался с 1980 по 2000 г., он был синхронен с резким глобальным увеличением температур в Северном полушарии, когда многие небольшие ледники или полностью исчезли, или существенно деградировали [Braithwaite, 2002; Kaser et al., 2006].

Начиная с 2000 г. и по настоящее время поступление в озеро терригенного материала и скорости осадконакопления снизились, а биопродуктивность заметно возросла. Мы предполагаем, что в настоящий момент балансовые характеристики ледника близки к «равновесным», и он находится в достаточно устойчивом состоянии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе были исследованы донные осадки прогляциального оз. Эхой, расположенного вблизи ледника Перетолчина. Разрез донных отложений, сформированный с 1883—2013 гг., изучен с временным разрешением год—сезон. Было определено распределение вдоль керна геохимических и минералогических показателей. В элементном составе донных отложений выделяются три группы элементов, отображающих поступление в озеро терригенной составляющей и развитие биопродуктивности озера (Ni, Cu, Vg и U). Делается предположение, что увеличение содержания Ca, K, Ti, Fe и Mn отображает поступление кластогенного материала в озеро, когда ледник находится в «стационарном» положении без интенсивного смещения его переднего края. Повышение интенсивности водотоков, впадающих в озеро, происходило за счет потери мощности ледника при его таянии. Увеличение содержания Rb, Sr, Zr, Nb, Y и Th связано с началом «движения» ледника и интенсификацией процесса ледниковой эрозии ложа ледника. Эти элементы приурочены к тонкодисперсной фракции кластогенного материала. В периоды, когда передний край ледника интенсивно отступал, возрастала мутность воды озера, которая

подавляла развитие аквальной биоты. Отмечается отчетливая обратная взаимосвязь между характером распределения третьей группы элементов и маркерами биопродуктивности озера (общее органическое вещество и биогенный кремнезем). На наш взгляд, резкое увеличение скоростей осадконакопления в озере после 1920 г. было обусловлено интенсивной деградацией ледника. Однако до 1947 г. он интенсивно терял в своей мощности, но отступление его нижней границы было незначительным. Ледник интенсивно отступал с 1947 по 1970 г. Наиболее быстро этот процесс проходил в 1953—1970 гг. Устойчиво высокие региональные летние температуры 1938—1970 гг. послужили причиной значительной потери ледником своих объемов и существенным редуцированием его границ. Следующий период устойчивой деградации ледника начался с 1980 по 2000 г. и был синхронен с резким глобальным увеличением температур в Северном полушарии. После 2000 г. темпы деградации ледника снизились.

Авторы искренне благодарны К.Е. Вершинину, Э.Ю. Осипову, А.Ю. Ашметьеву за неоценимую помощь в проведении работ по отбору донных осадков и обсуждению полученных материалов.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта СО РАН № 50, гранта РФФИ № 13-05-00022.

ЛИТЕРАТУРА

Арефьев В.Е., Мухаметов Р.М. На ледниках Алтая и Саян. Барнаул, 1996, 176 с.

Безрукова Е.В., Богданов Ю.А., Вильямс Д.Ф., Гранина Л.З., Грачев М.А., Игнатова Н.В., Карабанов Е.Б., Купцов В.М., Курьлев А.В., Летунова П.П., Лихошвай Е.В., Черняева Г.П., Шимараева М.К., Якушин А.О. Глубокие изменения экосистемы Северного Байкала в голоцене // Докл. АН СССР, 1991, т. 321, № 5, с. 1032—1037.

Вологина Е.Г., Федотов А.П. Хлоритоид в донных осадках Академического хребта озера Байкал — индикатор золотого переноса // Геология и геофизика, 2013, т. 54(1), с. 72—82.

Долгова Е.А., Мацковский В.В., Соломина О.Н., Рототаева О.В., Носенко Г.А., Хмелевской И.Ф. Реконструкция баланса массы ледника Гарабаши (1800—2005 гг.) по дендрохронологическим данным // Лед и снег, 2013, № 1 (121), с. 34—42.

Китов А.Д., Плюснин В.М. Анализ нивально-гляциальных геосистем по ДДЗ // Космические съемки на пике высоких технологий. Материалы V Междунар. конф. М., Совзонд, 2011, с. 10—13.

Китов А.Д., Коваленко С.Н., Плюснин В.М. Итоги 100-летних наблюдений за динамикой гляциальных геосистем массива Мунку-Сардык // География и природные ресурсы, 2009, № 3, с. 101—108.

Кузнецова Л.П. Перенос влаги над территорией СССР. М., Наука, 1978, 178 с.

Максимов Е.В. О ледниках массива Мунку-Сардык в Восточном Саяне // Изв. ВГО, 1965, т. 97, вып. 2, с. 176—180.

Осипов Э.Ю., Ашметьев А.Ю., Осипова О.П., Клевцов Е.В. Новая инвентаризация ледников в юго-восточной части Восточного Саяна // Лед и снег, 2013, № 3, с. 45—54.

Перетолчин С.П. Ледники хребта Мунку-Сардык // Изв. Том. техн. ин-та, 1908, т. 9, с. 1—47.

Плюснин В.М., Дроздова О.В., Китов А.Д., Коваленко С.Н. Динамика горных геосистем юга Сибири // География и природные ресурсы, 2008, № 2, с. 5—13.

Столповская В.Н., Солотчина Э.П., Жданова А.Н. Количественный анализ неглинистых минералов донных осадков озер Байкал и Хубсугул методом ИК-спектроскопии (в связи с палеоклиматическими реконструкциями) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (6), с. 778—788.

Ananicheva M.D., Koreisha M.M., Takahashi S. Assessment of glacier shrinkage from the maximum in the Little Ice Age in the Suntar Khayata Range, North-East Siberia // Bull. Glaciol. Res., 2005, v. 22, p. 9—17.

Bakke J., Lie Ø., Nesje A., Dahl S.O., Paasche Ø. Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Folgefonna, western Norway // The Holocene, 2005, v. 15 (2), p. 161—176.

Binford M.W. Calculation and uncertainty analysis of ^{210}Pb dates for PIRLA project cores // J. Paleolimnol., 1990, № 3, p. 253—267.

Braithwaite R.J. Glacier mass balance: the first 50 years of international monitoring // Progr. Phys. Geogr., 2002, v. 26 (1), p. 76—95.

Chester R., Elderfield H. The infrared determination of opal in siliceous deep-sea sediments // Geochim. Cosmochim. Acta, 1968, v. 32, p. 1128—1140.

Chester R., Green R.N. The infra-red determination of quartz in sediments and sedimentary rocks // Chem. Geol., 1968, v. 3, p. 199—212.

Crookshanks S., Gilbert R. Continuous, diurnally fluctuating turbidity currents in Kluane Lake, Yukon Territory // Canad. J. Earth Sci., 2008, v. 45(10), p. 1123—1138.

Dahl S.O., Bakke J., Lie O., Nesje A. Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites // Quat. Sci. Rev., 2003, v. 22, p. 275—287.

- Davison W.** Iron and manganese in lakes // *Earth-Sci. Rev.*, 1993, v. 34, p. 119—163.
- Ding Y.H.** Buildup, air-mass transformation and propagation of Siberian High and its relations to cold surge in East Asia // *Meteor. Atmos. Phys.*, 1990, v. 44, p. 281—292, doi:10.1029/2003RG000143.
- Dyurgerov M.B., Meier M.F.** Twentieth century climate change: Evidence from small glaciers // *Natl. Acad. Sci.*, 2000, v. 97 (4), p. 1406—1411.
- Gaillardet J., Viers J., Dupre B.** Trace elements in river waters // *Treatise on geochemistry* / Eds. H.M. Holland, K.K. Turekian. Elsevier-Pergamon, Oxford, 2003, v. 5, p. 225—272.
- Gurney S.D.** Contemporary (2001) and «Little Ice Age» glacier extents in the Buordakh Massif, Cherskiy Range, northeast Siberia // *J. Map.*, 2010, p. 7—13.
- Gurney S.D., Popovnin V.V., Shahgedanova M., Stokes C.R.** A glacier inventory for the Buordakh Massif, Cherskiy Range, northeast Siberia, and evidence for recent glacier recession // *Arct., Antarct., Alp. Res.*, 2008, v. 40 (1), p. 81—88.
- Haerberli W., Frauenfelder R., Käab A., Wagner S.** Characteristics and potential climatic significance of «miniature ice caps» (crest- and cornice-type low-altitude ice archives) // *J. Glaciol.*, 2004, v. 50 (168), p. 129—136.
- Huisman J., Sharples J., Stroom J.M., Visser P.M., Kardinaal W.E.A., Verspagen J.M.H., Sommeijer B.** Changes in turbulent mixing shift competition for light between phytoplankton species // *Ecology*, 2004, v. 85, p. 2960—2970.
- Karlen W., Matthews J.** Reconstructing Holocene glacier variations from glacier lake sediments: studies from Nordvestlandet and Jostedalbneen-Jotunheimen, southern Norway // *Geograf. Ann.*, 1992, series A 63A, p. 273—281.
- Kaser G., Cogley J.G., Dyurgerov M.B., Meier M.F., Ohmura A.** Mass balance of glaciers and ice caps: consensus estimates for 1961—2004 // *Geophys. Res. Lett.*, 2006, v. 33 (19), L19501.
- Laspoimaderes C., Modenutti B., Souza M.S., Navarro M.B., Cuassolo F., Balseiro E.** Glacier melting and stoichiometric implications for lake community structure: zooplankton species distributions across a natural light gradient // *Glob. Chang. Biol.*, 2013, v. 19, p. 316—326.
- Lie O., Dahl S.O., Nesje A., Matthews J.A., Sandvold S.** Holocene fluctuations of a polythermal glacier in high-alpine eastern Jotunheimen, central-southern Norway // *Quat. Sci. Rev.*, 2004, v. 23 (18—19), p. 1925—1945.
- Liu X., Colman S.M., Brown E.T., Minor E.C., Li H.** Estimation of carbonate, total organic carbon, and biogenic silica content by FTIR and XRF techniques in lacustrine sediments // *J. Paleolimnol.*, 2013, v. 50, p. 387—398.
- Ndiaye M., Davaud E., Ariztegui D., Fall M.** A semiautomated method for laminated sediments analysis // *Int. J. Geosci.*, 2012, v. 3, p. 206—210.
- Nesbitt H.W., Young G.M.** Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*, 1982, v. 299, p. 715—717.
- Nesje A., Bakke J., Dahl S.O., Lie O., Matthews J.A.** Norwegian mountain glaciers in the past, present and future // *Glob. Planet. Chang.*, 2008, v. 60 (1—2), p. 1—27.
- Phedorin M.A., Goldberg E.L., Grachev M.A., Levina O.L., Khlystov O.M., Dolbnya I.P.** The comparison of biogenic silica, Br and Nd distributions in the sediments of Lake Baikal as proxies of changing paleoclimates of the last 480 ky // *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res.*, 2000, A 448, p. 400—406.
- Pokrovsky O.S., Schott J., Dupre B.** Trace element fractionation and transport in boreal rivers and soil porewaters of permafrost-dominated basaltic terrain in Central Siberia // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2006, v. 70, p. 3239—3260.
- Shahgedanova M., Popovnin V., Aleynikov A., Stokes C.R.** Geodetic mass balance of Azarova glacier, Kodar Mountains, eastern Siberia, and its links to observed and projected climatic change // *Ann. Glaciol.*, 2011, v. 52 (58), p. 129—137.
- Solomina O.N.** Retreat of mountain glaciers of northern Eurasia since the Little Ice Age maximum // *Ann. Glaciol.*, 2000, v. 31, p. 26—30.
- Solomina O., Haerberli W., Kull C., Wiles G.** Historical and Holocene glacier-climate variations: General concepts and overview // *Glob. Planet. Chang.*, 2008, v. 60, p. 1—9.
- Stoetter J., Wastl M., Caseldine C., Haberle T.** Holocene paleoclimatic reconstruction in northern Iceland: approaches and results // *Quat. Sci. Rev.*, 1999, v. 18 (3), p. 457—474.
- Yang B., Bräuning A., Dong Z., Zhang Z., Keqing J.** Late Holocene monsoonal temperate glacier fluctuations on the Tibetan Plateau // *Glob. Planet. Chang.*, 2008, v. 60, p. 126—140.