

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА СТВОРОК ДИАТОМОВЫХ ВОДОРΟΣЛЕЙ ИЗ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА КОТОКЕЛЬ (Бурятия)

С.С. Кострова¹, Х. Майер², П.Е. Тарасов³, Е.В. Безрукова^{1,4}, Б. Чаплыгин²,
А. Косслер³, Л.А. Павлова¹, М.И. Кузьмин¹

¹ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

² Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Research Unit Potsdam,
Bdg. A43, Telegrafenberg, Potsdam, 14473, Germany

³ Institute of Geological Sciences, Freie Universitaet Berlin, Bdg. D, Malteserstrasse 74-100, 12249, Germany

⁴ Институт археологии и этнографии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Лаврентьева, 17, Россия

Обобщены результаты исследования створок диатомовых водорослей из донных отложений оз. Котокель изотопно-кислородным методом. На основе полученных данных реконструированы особенности реакции системы озера на глобальные климатические изменения за последние 46 тыс. лет. Надежность реконструкций обеспечена чистотой анализируемых препаратов створок, в которых отсутствуют видимые примеси терригенного материала, и содержание Al_2O_3 не превышает 2.5 %. Значения $\delta^{18}O$ створок по разрезу изменяются от 23.7 до 31.2 ‰. Полученная запись преимущественно отражает летние условия развития диатомовых водорослей. Исключение составляет интервал 36—32 тыс. л. н., в котором происходит смена периода цветения. Температура воды лишь частично объясняет выявленные изменения в изотопной записи. Вариации изотопного сигнала диатомей главным образом вызваны изменением изотопного состава озерной воды в результате изменения температуры воздуха, гидрологического режима озера и атмосферной циркуляции. Высокие значения в период морской изотопной стадии (МИС) 2 (максимум последнего оледенения) стали следствием повышенного испарения озерной воды на фоне снижения речного стока. Увеличенная доля летних атмосферных осадков, связанная с южными/юго-восточными воздушными массами, объясняет высокие (от 29 до 30 ‰) значения $\delta^{18}O$ створок, характеризующие первую половину МИС 1 (современное межледниковье). Снижение величины $\delta^{18}O$ створок до 24 ‰ во второй половине МИС 1 обусловлено общим снижением средней температуры воздуха в Северном полушарии и атмосферными осадками, приносимыми в регион атлантическими воздушными массами. Изотопно-кислородная запись из оз. Котокель является примером, демонстрирующим разнонаправленное влияние нескольких факторов на величину $\delta^{18}O$ створок в различные интервалы времени позднего плейстоцена и голоцена.

Изотопный анализ, озерные отложения, биогенный кремнезем, изменение климата, гидрологические изменения, Южная Сибирь.

OXYGEN ISOTOPE COMPOSITION OF DIATOMS FROM SEDIMENTS OF LAKE KOTOKEL (Buryatia)

S.S. Kostrova, H. Meyer, P.E. Tarasov, E.V. Bezrukova,
B. Chaplugin, A. Kossler, L.A. Pavlova, and M.I. Kuzmin

This is a summary of new oxygen isotope record of diatoms from Lake Kotokel sediments, with implications for responses of the lake system and its environment to global change over the past 46 kyr. Fossil diatoms in all samples are free from visible contamination signatures and contain no more than 2.5 % Al_2O_3 , which ensures reliable reconstructions. The $\delta^{18}O$ values in diatoms vary between +23.7 and +31.2‰ over the record. The results mark mainly diatom assemblages of summer blooming periods, except for the time span between 36 and 32 kyr, when the isotopic signal records a shift from summer to spring blooming conditions. Possible water temperature changes only partly explain the changes in the isotopic record. The observed isotopic patterns are produced mainly by isotope changes in lake water in response to variations in air temperature, hydrology, and atmospheric circulation in the region. During Marine Isotope Stage (MIS) 2 (Last Glacial maximum), high $\delta^{18}O_{\text{diatom}}$ resulted from rapid evaporation and low fluvial inputs. The high $\delta^{18}O_{\text{diatom}}$ values of about +29 to +30 ‰ during the first half of MIS 1 (Holocene interglacial) suggest an increased share of summer rainfalls associated with southern/southeastern air transport. The $\delta^{18}O_{\text{diatom}}$ decrease to +24 ‰ during the second half of MIS 1 is due to the overall hemispheric cooling and increased moisture supply to the area by the Atlantic air masses. The record of Lake Kotokel sediments provides an example of complex interplay among several climatic/environmental controls of $\delta^{18}O_{\text{diatom}}$ during the Late Pleistocene and the Holocene.

Isotope analysis, lacustrine sediments, biogenic silica, climate changes, hydrologic variation, southern Siberia

ВВЕДЕНИЕ

Данные, полученные при изучении литологического, вещественного и химического составов донных осадков, способствуют решению вопросов эволюции водоемов, выявлению источников вещества и приводят к пониманию природы отклика систем на глобальные климатические изменения [Скляров и др., 2010; Кузьмин и др., 2014]. Исследование сохранившихся в донных отложениях ископаемых остатков водных организмов, таких как фораминиферы, остракоды, гастроподы, изотопными методами позволяет получать достоверную информацию об условиях их обитания и проводить надежные реконструкции физико-химических параметров природной среды и климата [Фор, 1989]. В последнее десятилетие широкое развитие получил изотопный анализ кислорода кремнистых скелетов (створок) диатомовых водорослей [Leng, Barker, 2006; Swann, Leng, 2009; Leng, Henderson, 2013]. Диатомовые водоросли, или диатомеи (Bacillariophyta), являются важной составляющей подавляющего большинства озерных экосистем. Отмирая и опускаясь на дно водоема, они входят в состав донных осадков и формируют комплексы, характеризующие природно-климатическую обстановку каждого этапа осадконакопления. Построенные на основе данных изотопно-кислородного анализа озерных диатомей кривые отражают изменения температуры воды и ее изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}_\text{в}$) [Labeugie, 1974]. Величина $\delta^{18}\text{O}_\text{в}$ определяется гидрологическими особенностями озера и изотопным составом атмосферных осадков ($\delta^{18}\text{O}_\text{атм}$), выпадающих в регионе [Leng, Barker, 2006].

Диатомовые изотопно-кислородные записи с территории России пока немногочисленны [Jones et al., 2004; Swann et al., 2010; Chaplignin et al., 2012a; Meyer et al., 2015]. Несмотря на это, они позволили существенно расширить представления об изменениях природной среды, реконструировать гидрологический режим озер и особенности атмосферной циркуляции, определяющей поступление влаги в исследуемые регионы. В частности, изотопно-кислородные записи из оз. Байкал показали общую направленность реакции изотопного сигнала на глобальные изменения климата [Morley et al., 2005; Калмычков и др., 2007; Mackay et al., 2008, 2011, 2013]. В числе выявленных проблем — недостаточная обеспеченность записей абсолютными датировками [Калмычков и др., 2007] и низкое временное разрешение [Morley et al., 2005; Mackay et al., 2011], что затрудняет получение детальных реконструкций климата последнего ледниково-межледникового цикла. В то же время огромные размеры котловины и водосборного бассейна оз. Байкал делают изотопный сигнал сильно усредненным, а высокое содержание (до 60 %) примесей в диатомовых препаратах из отложений, сформировавшихся в позднеледниковье, ограничивает надежность полученных результатов [Morley et al., 2005; Mackay et al., 2011].

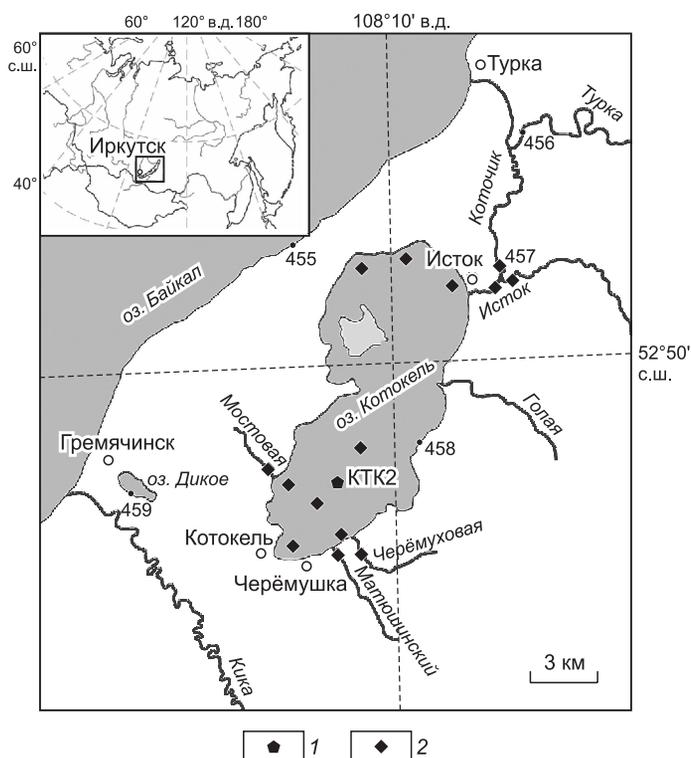
Как показали междисциплинарные исследования [Скляров и др., 2010; Bezrukova et al., 2010; Müller et al., 2010, 2014], донные отложения малых озер являются перспективным источником детальной информации для реконструкции разномасштабных природно-климатических изменений позднего плейстоцена. В частности, было убедительно доказано [Безрукова и др., 2008, 2011; Tarasov et al., 2009; Shichi et al., 2009; Bezrukova et al., 2010; Fedotov et al., 2012; Müller et al., 2014], что экосистема оз. Котокель (рис. 1), расположенного на границе таежной и степной зон, весьма восприимчива к изменению режима тепло- и влагообеспеченности. Высокое содержание органического вещества и отсутствие резервуарного эффекта позволили надежно датировать осадки озера [Bezrukova et al., 2010]. Диатомовая изотопно-кислородная запись из голоценовых осадков оз. Котокель, полученная со средним временным разрешением 150 лет [Кострова и др., 2013; Kostrova et al., 2013], удовлетворительно отражает общий ход климатических изменений в Северном полушарии. В настоящей работе обобщены частично опубликованные [Кострова и др., 2013; Kostrova et al., 2013, 2014] и ранее не публиковавшиеся результаты исследований изотопного состава створок диатомовых водорослей по наиболее представительной колонке из оз. Котокель (КТК2) [Bezrukova et al., 2010], представлена методика анализа, обсуждаются основные причины, вызывающие сдвиги в изотопной записи, и особенности отклика озерной системы на глобальные климатические изменения за последние 46 тыс. лет (здесь и далее указан календарный возраст осадков, установленный в результате калибровки радиоуглеродных датировок с использованием программы CalPal: <http://www.calpal-online.de>). Полученные данные сравниваются с экологической интерпретацией результатов спорово-пыльцевого и диатомового анализов [Безрукова и др., 2008, 2011; Tarasov et al., 2009; Shichi et al., 2009; Bezrukova et al., 2010; Müller et al., 2014].

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Озеро Котокель (52°50' с.ш., 108°10' в.д., 458 м над ур. м.) — это относительно небольшой (площадь около 67 км²), мелководный (средняя глубина около 4 м [Zhang et al., 2013]), пресноводный водоем, характеризующийся сравнительно небольшим водосборным бассейном (183 км²) [Биопродуктивность..., 1988] и коротким (около 7 лет) периодом водообмена [Shichi et al., 2009]. Озеро расположено в Бурятии, между устьями рек Турка и Кика (см. рис. 1), его котловина вытянута вдоль восточного побережья оз. Байкал и отделена от последнего невысоким горным хребтом (500—729 м над ур. м.). С юга

Рис. 1. Схема района исследования.

1 — место бурения керна КТК2, 2 — точки отбора проб воды.



к озеру примыкает заболоченная низменность, на востоке расположен хр. Улан-Бургасы (до 2033 м над ур. м.). В озеро впадают несколько рек и ручьев, вытекает р. Исток. Однако ее течение в периоды значительного повышения уровня воды в р. Коточик может меняться на противоположное [Биопродуктивность..., 1988; Кострова и др., 2012]. Мелководность озера способствует быстрому прогреванию воды в летний период и отсутствию температурной стратификации [Шевелева, Кривенкова, 2010]. Средняя температура воды с мая по октябрь составляет около 18 °С. С конца октября по начало мая озеро покрыто льдом толщиной до 70 см [Биопродуктивность..., 1988]. Состояние озера в целом отражает континентальный климат региона, с холодной зимой и умеренно-теплым летом. Средняя температура воздуха января составляет около -20 °С, июля +16 °С, а среднегодовая сумма атмосферных осадков в котловине не превышает 400 мм [Байкал..., 1993].

Озеро расположено в зоне взаимодействия двух крупных систем атмосферной циркуляции воздуха — азиатского антициклона и северо-атлантического переноса. В июле и августе западный перенос, господствующий в течение года, ослабевает, активизируются меридиональная циркуляция воздушных масс и циклоническая деятельность на полярном фронте. Циклоны приносят с юго-востока теплый и влажный воздух и вызывают сильные дожди. Осенью и зимой, когда в регионе образуется область повышенного атмосферного давления с центром над Восточной Сибирью и Монголией, осадков выпадает мало, преобладает холодная и солнечная погода [Латышева и др., 2009].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Извлечение створок диатомовых водорослей из донных отложений. Створки диатомовых водорослей извлечены из 1253-сантиметрового керна донных отложений КТК2, отобранного в южной части оз. Котокель (см. рис. 1; 52°47' с.ш., 108°07' в.д.) на глубине 3.5 м в августе 2005 г. [Bezrukova et al., 2010]. Данные радиоуглеродного датирования и построенная на их основе возрастная модель, результаты литологического, спорово-пыльцевого и диатомового анализов, на которых базируется настоящее исследование, детально рассмотрены в работе [Bezrukova et al., 2010]. Экстремально низкое содержание диатомей в осадке (рис. 2) зарегистрировано в интервалах 1153—1182, 1113—1093, 1045—895 и 820—720 см, сформировавшихся 42.3—40.3, 37.5—36.1, 32.8—24.7 и 22.0—17.0 тыс. л. н. соответственно. Эти интервалы были исключены из обработки. Экстракция и очистка створок (шаг опробования 5 см) осуществлялась по многостадийной методике, разработанной в ИГХ СО РАН (г. Иркутск) [Kostrova et al., 2013], включающей (1) удаление органического вещества перекисью водорода и смесью азотной и хлорной кислот; (2) удаление глинистых частиц через сито в 5 мкм; (3) гидрофобизацию поверхности створок с помощью реакции силилирования для отделения терригенной фракции [Калмычков и др., 2005] и (4) концентрирование створок в поливольфраме натрия [Chapligin et al., 20126].

Оценка степени чистоты препаратов створок. Степень чистоты препаратов створок оценена методами сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) и энергодисперсионной спектроскопии (ЭДС). Количественный анализ выполнен по стандартным методикам [Chapligin et al., 20126; Павлова и др., 2014] в Научно-исследовательском центре наук о Земле (GFZ, Потсдам, Германия) на сканирующем электронном микроскопе ZEISS ULTRA 55, снабженном энергодисперсионной системой и детектором Ultra Dry SDD; в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН на электронно-зондовом рентгеноспектральном микроанализаторе JXA8200 (JEOL Ltd, Япония), укомплектованном энергодисперсионным спектрометром EX-84055MU (JEOL Ltd, Япония) с кремний-литиевым детектором. Результаты выражены в мас. % и представлены как оксиды.

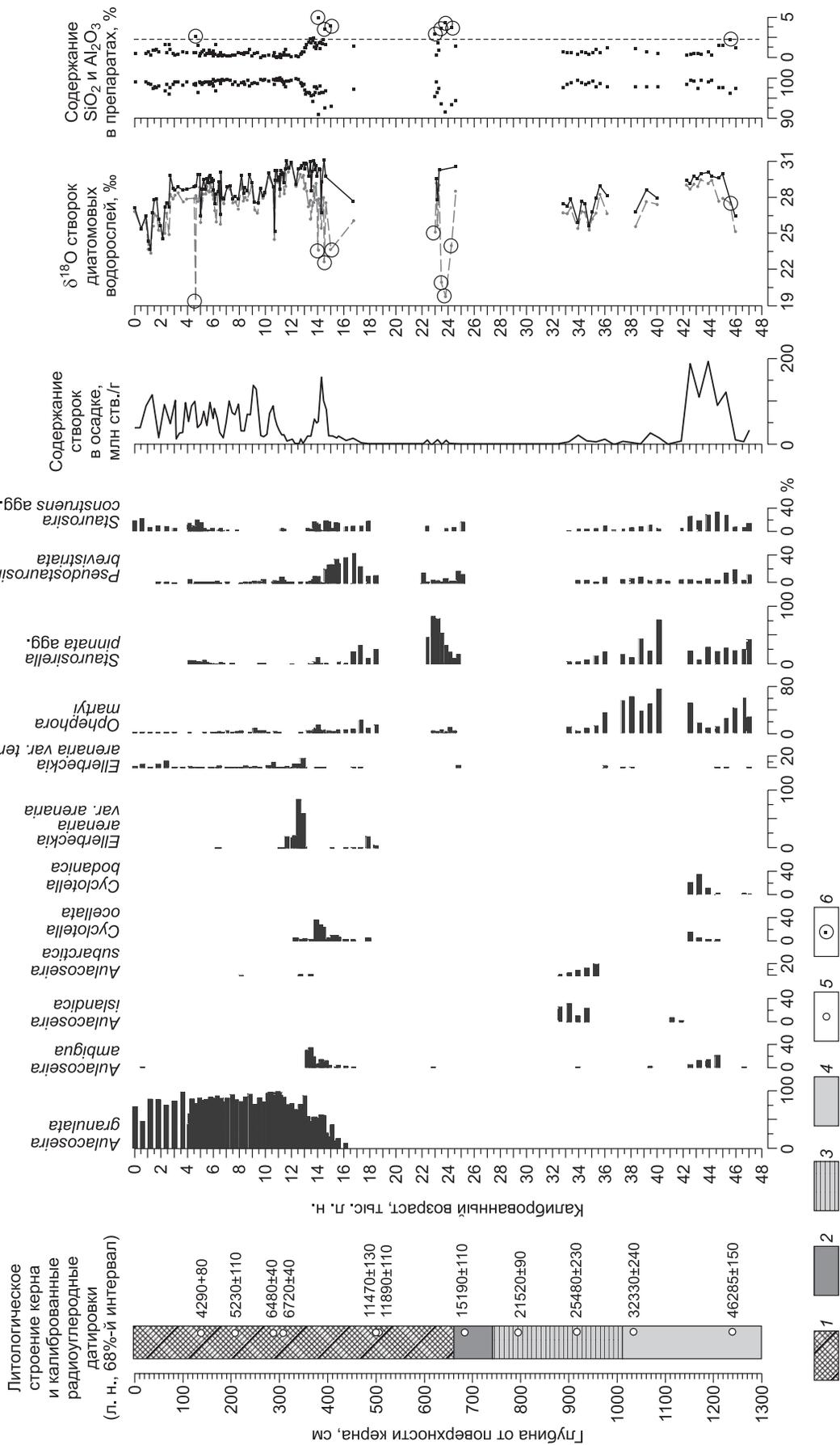


Рис. 2. Диаграмма, демонстрирующая литологическое строение ядра КТК2 из оз. Котоксель, видовой состав диатомовых водорослей и содержание створок в осадке [Bezrukova et al., 2010], изотопный состав диатомей и содержание SiO_2 и Al_2O_3 в препаратах створок.

1 — черно-коричневая глина, 2 — серо-черная алевритовая слоистая глина, 3 — серая алевритовая слоистая глина, 4 — темно-серая алевритовая глина, 5 — положение датированных горизонтов [Bezrukova et al., 2010], 6 — препараты, содержащие $>2.5\%$ SiO_2 , исключенные из дальнейшей интерпретации. Пояснение см. в тексте.

Изотопный анализ кислорода створок диатомовых водорослей и коррекция измеренных значений. Определение значений $\delta^{18}\text{O}$ проводилось в изотопной лаборатории Института полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера (AWI, Потсдам, Германия) на масс-спектрометре PDZ Europa 2020 по методике [Charlignin et al., 2010]. Погрешность определения $\delta^{18}\text{O}$ (1σ) составила $\pm 0.25\%$. Правильность полученных значений $\delta^{18}\text{O}$ створок контролировалась регулярными измерениями рабочего стандарта BFC (диатомит из графства Шафта, Калифорния; $\delta^{18}\text{O} = 28.80 \pm 0.18\%$, 1σ , $n = 24$).

Изотопный эффект примесей терригенного материала, содержащихся в препаратах, учтен с помощью уравнения массового баланса (1) [Charlignin et al., 2012b]:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{скорр.}} = (\delta^{18}\text{O}_{\text{изм.}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{прим.}} \cdot c_{\text{прим.}}/100)/(c_{\text{диат.}}/100), \quad (1)$$

где $\delta^{18}\text{O}_{\text{скорр.}}$ — скорректированные значения створок с учетом содержащихся примесей; $\delta^{18}\text{O}_{\text{изм.}}$ — измеренные значения; $\delta^{18}\text{O}_{\text{прим.}}$ — среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ примесей (+8.1 ‰ для МИС 1; +10.5 ‰ для МИС 2; +9.9 ‰ для МИС 3); $c_{\text{прим.}} = (c(\text{Al}_2\text{O}_3)_{\text{обр.}}/c(\text{Al}_2\text{O}_3)_{\text{прим.}}) \cdot 100$ — содержание примесей; $c(\text{Al}_2\text{O}_3)_{\text{обр.}}$ — содержание Al_2O_3 в препарате, ‰; $c(\text{Al}_2\text{O}_3)_{\text{прим.}}$ — среднее содержание Al_2O_3 в терригенном материале (13.9 ‰ для МИС 1; 14.2 ‰ для МИС 2; 14.7 ‰ для МИС 3); $c_{\text{диат.}}$ — содержание диатомового материала, рассчитанное как $(100\% - c_{\text{прим.}})$ для каждого препарата.

Изотопный анализ проб воды. Образцы воды из оз. Котокель были отобраны в мае и июле 2011 г., в марте, сентябре, ноябре 2012 г., в июле и августе 2013 г. в южной части, в непосредственной близости от точки бурения керна КТК2, а также в северной оконечности, где осуществляется сток озерной воды через р. Исток (см. рис. 1). В это же время проводился отбор проб воды рек, соединяющихся с озером. Образцы атмосферных осадков отобраны с мая 2011 г. по октябрь 2013 г. в Иркутске, расположенном ~270 км западнее оз. Котокель. Анализ стабильных изотопов воды выполнен в изотопной лаборатории AWI на масс-спектрометре Finnigan MAT Delta-S. Результаты измерений δD и $\delta^{18}\text{O}$ представлены в отношении к международному стандарту V-SMOW. Погрешность определения значений δD и $\delta^{18}\text{O}$ (1σ) составила ± 0.8 и $\pm 0.1\%$ соответственно [Meyer et al., 2000].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Изотопный состав воды оз. Котокель, связанных с озером рек и атмосферных осадков юга Сибири. Для изотопного состава воды оз. Котокель типичны значения $\delta^{18}\text{O}_\text{в}$ от -10.8 до -13.7% и $\delta\text{D}_\text{в}$ от -101.2 до -114.7% . Средний изотопный состав речной воды, поступающий в озеро, -19.7% для $\delta^{18}\text{O}_\text{р}$ и -144.5% для $\delta\text{D}_\text{р}$. Средние величины, характеризующие изотопный состав дождя и снега, выпадающих на юге Сибири составляют (‰): $\delta^{18}\text{O}_\text{д} = -11.8$, $\delta\text{D}_\text{д} = -95.0$ и $\delta^{18}\text{O}_\text{сн} = -27.7$, $\delta\text{D}_\text{сн} = -210.5$ соответственно.

Степень чистоты препаратов створок. Все препараты створок из осадков оз. Котокель, согласно данным СЭМ, не содержали видимые примеси терригенного материала. Во избежание ошибки от коррекции измеренных значений $\delta^{18}\text{O}$ створок содержание Al_2O_3 в образцах не должно превышать 2.5 ‰ [Charlignin et al., 2012b]. Из 142 полученных образцов, по результатам ЭДС анализа (см. рис. 2), только 9 содержали 2.6—4.9 ‰ Al_2O_3 и 90.8—95.2 ‰ SiO_2 и были исключены из дальнейшей интерпретации.

Изотопно-кислородная запись. Результаты изотопных измерений и распределение значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{изм.}}$ (серая штриховая линия) и $\delta^{18}\text{O}_{\text{скорр.}}$ (черная линия) по разрезу представлены на рис. 2. Построенный график показывает, что коррекция не внесла существенных изменений в характер тренда. Значения $\delta^{18}\text{O}$ створок из оз. Котокель за последние 46 тыс. лет изменяются от 23.7 до 31.2 ‰ (здесь и далее приводятся величины с учетом коррекции). Полученные данные охватывают диапазон, характеризующий озерные диатомовые (от 15 до 40 ‰) [Leng, Barker, 2006; Swann, Leng, 2009]. В изотопной записи отчетливо выделяются три зоны, соответствующие временным аналогам МИС 3—МИС 1 (рис. 3).

МИС 3 (~46—30 тыс. л. н.). Область высоких значений $\delta^{18}\text{O}$ створок (от 29.1 до 30.1 ‰) зарегистрирована около 45.0—42.2 тыс. л. н. Два четко выраженных минимума 25.7 и 25.9 ‰ наблюдаются 34.8 и 33.9 тыс. л. н. соответственно. В целом в указанном временном интервале отмечается тренд постепенного истощения диатомей изотопом ^{18}O на ~4 ‰. Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ створок в зоне составляет 28.3 ‰.

МИС 2 (~30.0—11.5 тыс. л. н.). Значения $\delta^{18}\text{O}$ диатомей изменяются от 26.7 ‰ 14.2 тыс. л. н. до абсолютного максимума в изотопной записи 31.2 ‰, зарегистрированного ~14.4 тыс. л. н. Интервал ~25—23 тыс. л. н. представляет собой область относительно постоянных величин $\delta^{18}\text{O}$ около 29.5 ‰ с четко выраженным локальным минимумом 27.8 ‰ 23.2 тыс. л. н. Постепенное обогащение створок на ~3.5 ‰ наблюдается ~17—11.5 тыс. л. н. Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ створок в зоне составляет 30.1 ‰.

МИС 1 (~11.5—0 тыс. л. н.). Значения $\delta^{18}\text{O}$ створок варьируют от абсолютного минимума в изотопной записи 23.7 ‰ ~1.2 тыс. л. н. до 30.3 ‰ 11.5 тыс. л. н. В интервале 9.5—2.7 тыс. л. н. изотопный

состав створок изменяется в узком диапазоне от 27.5 до 29.9 ‰. Монотонное уменьшение величин $\delta^{18}\text{O}$ на 6.6 ‰ наблюдается вверх по разрезу. Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ створок в зоне составляет 28.3 ‰.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Влияние температуры воды на изотопный состав кислорода створок диатомовых водорослей. Температура воды является одним из параметров, определяющих величину изотопного сигнала створок [Labeuŕie, 1974]. Комплекс диатомей из донных отложений оз. Котокель (см. рис. 2) преимущественно развивается в летнее время в диапазоне температур воды от ~ 7 —8 до ~ 18 —20 °C, за исключением весенних, подледных видов *Aulacoseira islandica* и *Aulacoseira subarctica* [Биопродуктивность..., 1988; Поповская и др., 2002; Баринаова и др., 2006; Bezrukova et al., 2010; Fedotov et al., 2012]. Безусловно, в период глобального похолодания, соответствующего МИС 2, средние летние температуры воды были ниже, чем в периоды интерстадиалов МИС 3 и МИС 1. Согласно палеорекострукциям [Bezrukova et al., 2010; Müller et al., 2014], они могли составлять около 10—12 °C. С учетом температурного коэффициента фракционирования кислорода в системе биогенный кремнезем—вода, равного -0.2 ‰/°C [Swann, Leng, 2009], снижение температуры воды на 6—8 °C приводит к обогащению створок на 1.2—1.6 ‰. Установленное различие в 1.8 ‰ в среднем изотопном составе створок из теплых и холодной стадий могло стать следствием изменения температуры воды. Хотя, если допустить, что вариации изотопного состава створок были обусловлены только колебанием температуры воды, то реконструированные сдвиги в ~ 4 ‰ (МИС 3), 4.5 ‰ (МИС 2) и 6.6 ‰ (МИС 1) соответствовали бы изменениям летних температур воды в 20.0, 22.5 и 33.0 °C, что маловероятно. Таким образом, вариации летних температур воды лишь частично объясняют изменение величин $\delta^{18}\text{O}$ створок в изотопной записи из оз. Котокель.

Современный изотопный состав воды и гидрологический режим оз. Котокель. Интерпретация изотопных записей из озерных отложений требует понимания современной гидрологии озера, а также учета возможных изменений гидрологического режима, которые могли происходить в прошлом.

Современный изотопный состав воды в оз. Котокель, как показали многолетние наблюдения, не подвергается значительным изменениям и характеризуется средними значениями: $\delta^{18}\text{O}_w = -12.2$ ‰, $\delta\text{D}_w = -107.0$ ‰. Данные величины выше, чем средние значения изотопного состава атмосферных осадков юга Сибири ($\delta^{18}\text{O}_{\text{атм.}} = -17.9$ ‰ и $\delta\text{D}_{\text{атм.}} = -139.1$ ‰, собственные данные за 2011—2013 гг.), и значительно превосходят значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD поступающей в озеро речной воды, основная доля которой формируется за счет таяния сезонного льда и снега. Значения, характеризующие изотопный состав воды оз. Котокель, подчиняются линейной зависимости $\delta\text{D}_w = 5.0 \cdot \delta^{18}\text{O}_w - 45.9$ при достоверности аппроксимации $R^2 = 0.92$. Угловой коэффициент данной линии удовлетворительно соответствует угловому коэффициенту 5 теоретической линии неравновесного испарения [Dansgaard, 1964], свидетельствуя об испарении воды из озера.

Изотопные исследования свидетельствуют об изменении характера водообмена между оз. Котокель и р. Исток (см. рис. 1). Так, в 2011 г. изотопный состав воды р. Исток составлял -20.4 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и -151.0 ‰ для δD , что соизмеримо значениям $\delta^{18}\text{O} = -22.0$ ‰ и $\delta\text{D} = -160.7$ ‰, характеризующим изотопный состав р. Коточик до точки слияния рек. В 2012—2013 гг. изотопный состав воды р. Исток был близок к изотопному составу воды из оз. Котокель и составлял -12.1 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и -108.0 ‰ для δD .

Таким образом, в зависимости от количества выпавших в водосборном бассейне атмосферных осадков оз. Котокель может представлять собой либо мелководную проточную, либо непроточную систему. Изменение изотопного состава воды в озере обусловлено вариациями $\delta^{18}\text{O}_{\text{атм.}}$ ($\delta\text{D}_{\text{атм.}}$), речного стока и испарением.

Видовой состав диатомовых водорослей. Несмотря на отсутствие видимого воздействия видового состава диатомей на изотопный сигнал кислорода [Chapligin et al., 2012b; Bailey et al., 2014], вопрос остается до конца не изученным. Из рис. 2 видно, что вариации изотопного состава створок из оз. Котокель сопровождаются изменением их видового состава. Согласно данным диатомового анализа [Bezrukova et al., 2010], в осадках озера, сформировавшихся 46—36 тыс. л. н., диатомеи представлены преимущественно бентосными видами *Ophephora martyi* и *Staurosirella pinnata* agg. (до 80 %; см. рис. 2). Их замещение весенними планктонными *Aulacoseira islandica* и *Aulacoseira subarctica* является одной из причин заметного снижения величин $\delta^{18}\text{O}$ створок в интервале 36—32 тыс. л. н. Возврат к абсолютному преобладанию *Staurosirella pinnata* agg. (до 82 %; см. рис. 2) ~ 24.7 —21.9 тыс. л. н. сопровождается обогащением диатомей изотопом ^{18}O . Изотопная запись ~ 36 —32 тыс. л. н. отражает сдвиг от летних условий цветения диатомовых к весенним.

В интервале ~ 17.0 —11.5 тыс. л. н. некоторые изменения в изотопной записи также могут быть вызваны вариациями в содержании планктонных и бентосных видов (см. рис. 2) из-за разницы в глубинах обитания или времени цветения [Chapligin et al., 2012b]. Однако в этот период воздействие видового состава можно исключить, поскольку обнаруженные в осадках диатомовые, как сказано выше, в ос-

новном развиваются летом, когда отсутствуют температурная стратификация [Шевелева, Кривенкова, 2010] и заметные различия в изотопном составе озерной воды. В интервале ~11.5—0 тыс. л. н. абсолютно доминирует *Aulacoseira granulata* (см. рис. 2; до 98 %). Содержание других видов низкое, следовательно, их возможное влияние на величину $\delta^{18}\text{O}$ створок незначительно. Таким образом, изотопная запись из оз. Котокель преимущественно отражает летние условия цветения диатомей, и влиянием видового состава створок на их изотопный сигнал можно пренебречь. Возможную зависимость величины $\delta^{18}\text{O}$ створок от видового состава, обусловленную сменой периода цветения, нельзя исключить только в интервале ~36—32 тыс. л. н.

Вышеперечисленные факторы оказывают разнонаправленное действие на изотопный сигнал створок, поэтому, интерпретируя диатомовые изотопно-кислородные данные, следует учитывать не только каждый из параметров в отдельности, но и их взаимное влияние.

Диатомовая изотопно-кислородная запись и озерная среда. Диатомовая изотопно-кислородная запись из оз. Котокель (см. рис. 3) характеризуется заметной вариабельностью и свидетельствует о нестабильности климатических условий юга Восточной Сибири за последние 46 тыс. лет.

Около 46—42 тыс. л. н. в водосборном бассейне озера доминировали тундрово-степные ландшафты (см. рис. 3), что в совокупности с преобладанием бентосных видов диатомей в отложениях (см. рис. 2) предполагает прохладные и сухие климатические условия, повышенный уровень эрозии и короткий период открытой воды [Bezrukova et al., 2010]. Незначительное улучшение климата ~45—42 тыс. л. н. сопровождалось расширением лесов (см. рис. 3) и появлением планктонных видов диатомей (см. рис. 2). Высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ створок (29.8 ‰), характеризующие временной отрезок ~46—42 тыс. л. н., означают, что оз. Котокель, представляло собой испарительную закрытую систему, питающуюся преимущественно летними атмосферными осадками. Судя по изотопным данным, уровень воды в озере ~46—42 тыс. л. н. был ниже современного. Это подтверждается и повышенным содержанием в отложениях пыльцы прибрежных видов травянистых растений, указывающих на сокращение расстояния между точкой бурения и береговой линией из-за общего сокращения площади водоема [Bezrukova et al., 2010].

Похолодание ~42—35 тыс. л. н. на юге Сибири, частично совпадающее с событием Хайнрик 4 (H4) в Северной Атлантике [Heinrich, 1988; Svensson et al., 2008], сопровождалось заметным сокращением бореальных лесов (см. рис. 3) в бассейне оз. Котокель и значительным снижением численности диатомей (см. рис. 2) [Bezrukova et al., 2010]. В изотопной записи (см. рис. 3) наблюдается снижение величин $\delta^{18}\text{O}$ створок в среднем на ~2 ‰. Однако общий уровень значений $\delta^{18}\text{O}$ диатомовых (около 27.8 ‰) в достаточно холодных и сухих стадияльных условиях H4 ниже, чем во время максимума последнего оледенения (29.5 ‰) ~24.7—23 тыс. л. н. (см. рис. 3). Скорее всего, климат ~40—38 тыс. л. н. не был столь холодным и сухим, как ~24.7—23 тыс. л. н., и/или испарение воды с поверхности озера было менее интенсивным. Влажные зимы ~43—34 тыс. л. н. были реконструированы в Центральной Монголии [Rother et al., 2014], а в отложениях оз. Котокель из этого временного интервала доля пыльцы кустарниковой ольхи *Alnus fruticosa*, произрастающей во влажных, но не заболоченных местах, где зимой скапливается слой снега, значительно превышает значения, полученные для интервала ~24.7—23.0 тыс. л. н. [Bezrukova et al., 2010].

В интервале ~36—32 тыс. л. н. в изотопно-кислородной записи из оз. Котокель (см. рис. 3) происходит постепенное снижение значений $\delta^{18}\text{O}$ створок, параллельное тренду похолодания, который отчетливо проявляется в палеоклиматических записях Монголии [Rother et al., 2014], Северного Китая [Wen et al., 2008], Якутии [Müller et al., 2010]. Характер изотопной кривой из оз. Котокель соответствует общему ходу температурных изменений, реконструированных по гренландским ледовым кернам: локальные максимумы 29.0 ‰ ~35.8 тыс. л. н. и 27.9 ‰ ~33.4 тыс. л. н. удовлетворительно совпадают по времени с событиями Дансгаарда—Оешгера (DO7 и DO6; см. рис. 3) [Svensson et al., 2008].

В целом постепенное обеднение створок изотопом ^{18}O ~46—32 тыс. л. н. (см. рис. 3) противоположно тренду зимней инсоляции, видимая реакция изотопного сигнала на изменение летней инсоляции отсутствует (см. рис. 3) [Berger, Loutre, 1991], свидетельствуя о низкой чувствительности изотопно-кислородной записи к этому климатическому фактору в МИС 3. Снижение значений $\delta^{18}\text{O}$ створок из оз. Котокель в это время линейно общему снижению температур воздуха в Северном полушарии (см. рис. 3) [Svensson et al., 2008].

Как показано [Dansgaard, 1964], понижение температур воздуха приводит к снижению значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{атм.}}$ и, как следствие этого, $\delta^{18}\text{O}_{\text{в}}$ и диатомовых. Однако высокие средние значения $\delta^{18}\text{O}$ створок 30.1 ‰, характеризующие МИС 2, не соответствуют общей температурной тенденции в средних широтах Северного полушария. В условиях более сухого по сравнению с современным климата и низких температур воздуха [Tarasov et al., 2009; Goldberg et al., 2010; Bezrukova et al., 2010; Müller et al., 2014] высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ створок 25.0—11.5 тыс. л. н. обусловлены не только общим снижением температуры воды, как показано выше, но и недостаточным увлажнением. Интенсивное испарение в условиях малооблачной погоды и связанное с общим похолоданием иссушение климата центральных районов

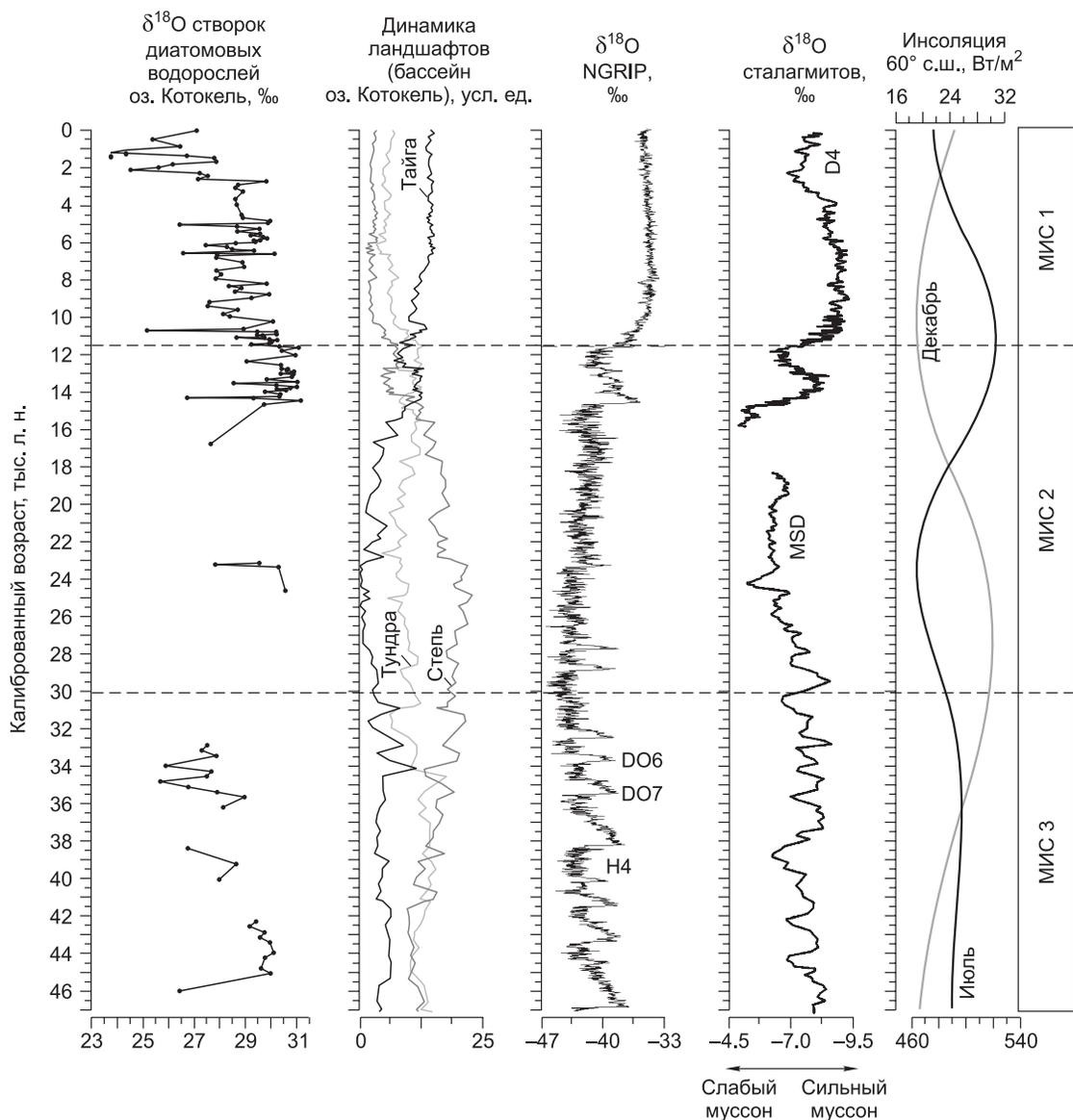


Рис. 3. Изотопный состав кислорода створок диатомовых водорослей из донных отложений оз. Котокель в сравнении с типом ландшафтов в бассейне озера, реконструированных по палинологическим данным [Bezrukova et al., 2010], с вариациями $\delta^{18}\text{O}$ NGRIP — индикатором изменения температуры воздуха в Северном полушарии [Svensson et al., 2008], с вариациями $\delta^{18}\text{O}$ в сталагмитах D4 и MSD из пещер Донге и Хулу (Китай) — индикатором интенсивности тихоокеанского летнего муссона [Yuan et al., 2004] и графиками изменения летней (нижняя шкала) и зимней (верхняя шкала) солнечной инсоляции [Berger, Loutre, 1991].

DO6, DO7 — резкие кратковременные потепления, известные как события Дансгаарда—Оешгера [Svensson et al., 2008], H4 — событие Хайнрик 4 в Северной Атлантике [Heinrich, 1988]. МИС 1, МИС 2, МИС 3 — временные аналоги морских изотопных стадий 1, 2, 3.

Азии [Karabanov et al., 2004; Goldberg et al., 2010] в ледниковое время приводило к снижению уровня воды в озерах Монголии и Китая [Kramer et al., 2010]. Снижение уровня оз. Котокель в период МИС 2 подтверждается данными эхолокации [Zhang et al., 2013]. В период глобального похолодания длительное господство азиатского антициклона в течение года являлось причиной продолжительных малоснежных зим и снижения летней циклонической активности на юге Сибири [Morley et al., 2005]. Это вызвало иссушение в бассейне оз. Котокель и приводило к снижению стока рек в озеро, что также способствовало изотопному обогащению озерной воды.

Переход от МИС 2 к МИС 1 около 11.7—11.6 тыс. л. н. в изотопной записи из оз. Котокель отмечается постепенным снижением значений $\delta^{18}\text{O}$ створок (см. рис. 3), которое стало следствием увеличения доли талых вод в водном балансе озера в результате деградации мерзлоты, снега и льда в водосборном бассейне [Безрукова и др., 2010, 2011]. Около 11.5—10.0 тыс. л. н. в осадках озера увеличивается содержание створок, абсолютно доминируют планктонные и почти полностью исчезают бентосные виды (см. рис. 2), свидетельствуя об интенсивном поступлении питательных веществ и повышении уровня воды в озере [Bezrukova et al., 2010]. Как показано в работах [Kostrova et al., 2013; Кострова и др., 2013], высокий уровень значений $\delta^{18}\text{O}$ створок (около 29—30 ‰), характеризующий первую половину МИС 1, соответствует высокому уровню летней инсоляции (см. рис. 3) и обусловлен преимущественным поступлением в регион атмосферных осадков, связанных с воздушными массами тихоокеанского происхождения. Согласно данным спорово-пыльцевого анализа, 11—9 тыс. л. н. влияние северо-атлантических воздушных масс на климат Казахстана и Южной Сибири было незначительным [Rudaya et al., 2009; Bezrukova et al., 2010]. В связи с интенсификацией муссонной циркуляции на востоке Евразии (см. рис. 3) [Yuan et al., 2004] доля летних атмосферных осадков в этот период, связанная с южными/юго-восточными воздушными массами, была повышенной по сравнению с современными значениями [Bezrukova et al., 2010].

Начавшаяся во второй половине МИС 1 на территории Центральной Азии перестройка атмосферной циркуляции, связанная с усилением западного переноса воздушных масс и ослаблением летнего муссона (см. рис. 3), вызвала изменения в водном балансе региона. Снижение значений $\delta^{18}\text{O}$ створок до 24 ‰ (см. рис. 3) обусловлено увеличением доли атмосферных осадков, приносимых на юг Сибири атлантическими воздушными массами, а также общим похолоданием климата [Bezrukova et al., 2010], вызванным снижением летней солнечной инсоляции (см. рис. 3) [Berger, Loutre, 1991].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изотопно-кислородная запись последних 46 тыс. лет из оз. Котокель отражает высокую изменчивость природно-климатических условий на юге Сибири, обусловленную главным образом глобальным изменением температуры Северного полушария и региональной перестройкой атмосферной циркуляции, определяющей количество атмосферных осадков в регионе и их внутrigодовое распределение. Преобладание доли снега в питании озера около 42—35 тыс. л. н. приводило к снижению величин $\delta^{18}\text{O}$ створок, тогда как увеличение атмосферных осадков в летнее время около 46—42 и 11.5—10.0 тыс. л. н. оказывало противоположный эффект. Испарение, снижение речного стока и температуры воды стали основными причинами высоких значений $\delta^{18}\text{O}$ створок 25.0—11.5 тыс. л. н. Высокая доля в водном балансе региона атмосферных осадков, образованных южными/юго-восточными воздушными массами ~11—9 тыс. л. н., и последующее усиление западного переноса воздушных масс начиная с ~6 тыс. л. н. хорошо объясняют тренд изотопной записи в МИС 1. Смена летних бентосных сообществ весенними планктонными 36—32 тыс. л. н. сопровождалась постепенным снижением величины изотопного сигнала.

Таким образом, полученная запись из оз. Котокель в сравнении с опубликованными палеоклиматическими данными отражает глобальные климатические изменения, а также позволяет учесть специфические особенности развития природной среды юга Сибири. Результаты впервые продемонстрировали региональный отклик на перестройку глобальной системы циркуляции — усиление азиатского летнего муссона и ослабление северо-атлантического переноса в раннем голоцене. Данная работа подчеркивает важность изотопно-кислородного анализа ископаемых диатомей в донных отложениях малых озер для палеоклиматических исследований не только на юге Сибири, но и на территории Евразии в целом.

Работа выполнена в соответствии с государственным заданием ИГХ СО РАН № 350-2014-0003 при поддержке проекта РФФ № 14-50-00036, РФФИ (грант 15-05-01644), Германского научного фонда (DFG), проекты Me-3266-3-1, Me-3266-5-1 и TA-540-5-1, Германской службы академических обменов (DAAD), проект A-13-00095.

ЛИТЕРАТУРА

- Байкал:** атлас / Ред. Г.И. Галазий. М., Федеральная служба геодезии и картографии России, 1993, 160 с.
- Барина С.С., Медведева Л.А., Анисимова О.В.** Биоразнообразие водорослей-индикаторов окружающей среды. Тель-Авив, Pilies Studio, 2006, 498 с.
- Безрукова Е.В., Кривоногов С.К., Такахара Х., Летунова П.П., Шичи К., Абзаева А.А., Кулагина Н.В., Забелина Ю.С.** Озеро Котокель — опорный разрез позднеледниковья и голоцена юга Восточной Сибири // ДАН, 2008, т. 420, № 2, с. 248—253.

Безрукова Е.В., Тарасов П.Е., Кулагина Н.В., Абзаева А.А., Летунова П.П., Кострова С.С. Палинологическое исследование донных отложений озера Котокель (район озера Байкал) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (4), с. 586—595.

Биопродуктивность евтрофных озер Иркана и Котокель бассейна озера Байкал / Ред. В.Н. Кузьмич. Л., Промрыбвод, 1988, 150 с. (Тр. ГосНИОРХ, вып. 279).

Калмычков Г.В., Кострова С.С., Гелетий В.Ф., Ткаченко Л.Л., Рахлин В.И. Способ выделения створок диатомовых водорослей из донных осадков для определения их кислородного изотопного состава и реконструкции палеоклимата // Геохимия, 2005, № 12, с. 1358—1360.

Калмычков Г.В., Кузьмин М.И., Покровский Б.Г., Кострова С.С. Изотопный состав кислорода створок диатомовых водорослей из осадков оз. Байкал: изменение среднегодовых температур в Центральной Азии за последние 40 тыс. лет // ДАН, 2007, т. 412, № 5, с. 675—678.

Кострова С.С., Майер Х., Чаплыгин Б., Безрукова Е.В. Изотопные характеристики озера Котокель // Вестн. ИрГТУ, 2012, № 9, с. 62—68.

Кострова С.С., Майер Х., Чаплыгин Б., Безрукова Е.В., Тарасов П.Е., Кузьмин М.И. Реконструкция климата Забайкалья в голоцене на основе изотопно-кислородного анализа створок ископаемых диатомовых водорослей оз. Котокель // ДАН, 2013, т. 451, № 1, с. 76—80.

Кузьмин М.И., Бычинский В.А., Кербер Е.В., Ощепкова А.В., Горегляд А.В., Иванов Е.В. Химический состав глубоководных байкальских скважин как основа реконструкции изменения климата и окружающей среды // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (1), с. 3—22.

Латышева И.В., Синюкович В.Н., Чумакова Е.В. Современные особенности гидрометеорологического режима южного побережья оз. Байкал // Изв. ИГУ. Серия «Науки о Земле», 2009, т. 2, № 2, с. 117—133.

Павлова Л.А., Ткаченко Л.Л., Горегляд А.В., Кузьмин М.И. Особенности изучения элементного состава (неорганических компонентов) створок диатомовых водорослей методом РСМА // Методы и объекты химического анализа, 2014, т. 9, № 2, с. 65—72.

Поповская Г.И., Генкал С.И., Лихошвай Е.Н. Диатомовые водоросли планктона озера Байкал: Атлас определитель. Новосибирск, Наука, 2002, 168 с.

Скляр Е.В., Солотчина Э.П., Вологина Е.Г., Игнатова Н.В., Изох О.П., Кулагина Н.В., Склярова О.А., Солотчин П.А., Столповская В.Н., Ухова Н.Н., Федоровский В.С., Хлыстов О.М. Детальная летопись климата голоцена из карбонатного разреза соленого озера Цаган-Тырма (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (3), с. 303—328.

Фор Г. Основы изотопной геологии. Пер. с англ. М., Мир, 1989, 590 с.

Швелева Н.Г., Кривенкова И.Ф. Состав и структура зоопланктона озера Котокельское // Журнал Сибирского федерального ун-та. Серия «Биология», 2010, т. 3, № 3, с. 278—291.

Bailey H.L., Henderson A.C.G., Sloane H.J., Snelling A., Leng M.J., Kaufman D.S. The effect of species on lacustrine $\delta^{18}\text{O}_{\text{diatom}}$ and its implications for palaeoenvironmental reconstructions // J. Quat. Sci., 2014, v. 29, № 4, p. 393—400.

Berger A., Loutre M.F. Insolation values for the climate of the last 10 million years // Quat. Sci. Rev., 1991, v. 10, p. 297—317.

Bezrukova E.V., Tarasov P.E., Solovieva N., Krivonogov S.K., Riedel F. Last glacial—interglacial vegetation and environmental dynamics in southern Siberia: Chronology, forcing and feedbacks // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 2010, v. 296, p. 185—198.

Chapligin B., Meyer H., Friedrichsen H., Marent A., Sohns E., Hubberten H.-W. A high-performance, safer and semi-automated approach for the $\delta^{18}\text{O}$ analysis of diatom silica and new methods for removing exchangeable oxygen // Rapid Commun. Mass Spectrom., 2010, v. 24, p. 2655—2664.

Chapligin B., Meyer H., Swann G.E.A., Meyer-Jacob C., Hubberten H.-W. A 250 ka oxygen isotope record from diatoms at Lake El'gygytgyn, Far East Russian Arctic // Clim. Past, 2012a, v. 8, p. 1621—1636.

Chapligin B., Meyer H., Bryan A., Snyder J., Kemnitz H. Assessment of purification and contamination correction methods for analyzing the oxygen isotope composition from biogenic silica // Chem. Geol., 2012b, v. 300—301, p. 185—199.

Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // Tellus, 1964, v. 16, p. 436—468.

Fedotov A.P., Vorobyeva S.S., Vershinin K.E., Nurgaliev D.K., Enushchenko I.V., Krapivina S.M., Tarakanova K.V., Ziborova G.A., Yassonov P.G., Borissov A.S. Climate changes in East Siberia (Russia) in the Holocene based on diatom, chironomid and pollen records from the sediments of Lake Kotokel // J. Paleolimnol., 2012, v. 47, p. 617—630.

Goldberg E.L., Chebykin E.P., Zhuchenko N.A., Vorobyeva S.S., Stepanova O.G., Khlystov O.M., Ivanov E.V., Weinberg E., Gvozdkov A.N. Uranium isotopes as proxies of the environmental history of the

Lake Baikal watershed (East Siberia) during the past 150 ka // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2010, v. 294, p. 16—29.

Heinrich H. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years // *Quat. Res.*, 1988, v. 29, p. 142—152.

Jones V.J., Leng M.J., Solovieva N., Sloane H.J., Tarasov P.E. Holocene climate of the Kola Peninsula; evidence from the oxygen isotope record of diatom silica // *Quat. Sci. Rev.*, 2004, v. 23, p. 833—839.

Karabanov E., Williams D., Kuzmin M., Sideleva V., Khursevich G., Prokopenko A., Solotchina E., Tkachenko L., Fedenya S., Kerber E. Ecological collapse of Lake Baikal and Lake Hovsgol ecosystems during the Last Glacial and consequences for aquatic species diversity // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2004, v. 209, p. 227—243.

Kostrova S.S., Meyer H., Chaplign B., Kossler A., Bezrukova E.V., Tarasov P.E. Holocene oxygen isotope record of diatoms from Lake Kotokel (southern Siberia, Russia) and its palaeoclimatic implications // *Quat. Int.*, 2013, v. 290—291, p. 21—34.

Kostrova S.S., Meyer H., Chaplign B., Tarasov P.E., Bezrukova E.V. The last glacial maximum and late glacial environmental and climate dynamics in the Baikal region inferred from an oxygen isotope record of lacustrine diatom silica // *Quat. Int.*, 2014, v. 348, p. 25—36.

Kramer A., Herzschuh U., Mischke S., Zhang C. Late glacial vegetation and climate oscillations on the southeastern Tibetan Plateau inferred from the Lake Naleng pollen profile // *Quat. Res.*, 2010, v. 73, p. 324—335.

Labeyrie L.D. New approach to surface seawater palaeotemperatures using $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in silica of diatom frustules // *Nature*, 1974, v. 248, p. 40—42.

Leng M.J., Barker P.A. A review of the oxygen isotope composition of lacustrine diatom silica for palaeoclimate reconstruction // *Earth Sci. Rev.*, 2006, v. 75, p. 5—27.

Leng M.J., Henderson A.C.G. Recent advances in isotopes as palaeolimnological proxies // *J. Paleolimnol.*, 2013, v. 49, p. 481—496.

Mackay A.W., Karabanov E., Leng M.J., Sloane H.J., Morley D.W., Panizzo V.N., Khursevich G., Williams D. Reconstructing hydrological variability in Lake Baikal during MIS 11: an application of oxygen isotope analysis of diatom silica // *J. Quat. Sci.*, 2008, v. 23, № 4, p. 365—374.

Mackay A.W., Swann G.E.A., Brewer T.S., Leng M.J., Morley D.W., Piotrowska N., Rioual P., White D. A reassessment of late glacial—Holocene diatom oxygen isotope record from Lake Baikal using a geochemical mass-balance approach // *J. Quat. Sci.*, 2011, v. 26, № 6, p. 627—634.

Mackay A.W., Swann G.E.A., Fagel N., Fietz S., Leng M.J., Morley D., Rioual P., Tarasov P. Hydrological instability during the Last Interglacial in central Asia: a new diatom oxygen isotope record from Lake Baikal // *Quat. Sci. Rev.*, 2013, v. 66, p. 45—54.

Meyer H., Schonicke L., Wand U., Hubberten H.-W., Friedrichsen H. Isotope studies of hydrogen and oxygen in ground ice — experiences with the equilibration technique // *Isot. Environ. Health Stud.*, 2000, v. 36, p. 133—149.

Meyer H., Chaplign B., Hoff U., Nazarova L., Diekmann B. Oxygen isotope composition of diatoms as Late Holocene climate proxy at Two-Yurts Lake, Central Kamchatka, Russia // *Glob. Planet. Change*, 2015, v. 134, p. 118—128.

Morley D.W., Leng M.J., Mackay A.W., Sloane H.J. Late glacial and Holocene environmental change in the Lake Baikal region documented by oxygen isotopes from diatom silica // *Glob. Planet. Change*, 2005, v. 46, p. 221—233.

Müller S., Tarasov P.E., Andreev A.A., Tütken T., Gartz S., Diekmann B. Late Quaternary vegetation and environments in the Verkhoyansk Mountains region (NE Asia) reconstructed from a 50-kyr fossil pollen record from Lake Billyakh // *Quat. Sci. Rev.*, 2010, v. 29, p. 2071—2086.

Müller S., Tarasov P.E., Hoelzmann P., Bezrukova E.V., Kossler A., Krivonogov S.K. Stable vegetation and environmental conditions during the Last Glacial Maximum: New results from Lake Kotokel (Lake Baikal region, southern Siberia, Russia) // *Quat. Int.*, 2014, v. 348, p. 14—24.

Rother H., Lehmkuhl F., Fink D., Nottebaum V. Surface exposure dating reveals MIS-3 glacial maximum in the Khangai Mountains of Mongolia // *Quat. Res.*, 2014, v. 82, p. 297—308.

Rudaya N., Tarasov P., Dorofeyuk N., Solovieva N., Kalugin I., Andreev A., Daryin A., Diekmann B., Riedel F., Tserendash N., Wagner M. Holocene environments and climate in the Mongolian Altai reconstructed from the Hoton-Nur pollen and diatom records: a step towards better understanding climate dynamics in Central Asia // *Quat. Sci. Rev.*, 2009, v. 28, p. 540—554.

Shichi K., Takahara H., Krivonogov S.K., Bezrukova E.V., Kashiwaya K., Takehara A., Nakamura T. Late Pleistocene and Holocene vegetation and climate records from Lake Kotokel, central Baikal region // *Quat. Int.*, 2009, v. 205, № 1—2, p. 98—110.

Svensson A., Andersen K.K., Bigler M., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Davies S.M., Johnsen S.J., Muscheler R., Parrenin F., Rasmussen S.O., Röthlisberger R., Seierstad I., Steffensen J.P., Vinther B.M. A 60000 year Greenland stratigraphic ice core chronology // *Clim. Past*, 2008, v. 4, p. 47—57.

Swann G.E.A., Leng M.J. A review of diatom $\delta^{18}\text{O}$ in palaeoceanography // *Quat. Sci. Rev.*, 2009, v. 28, p. 384—398.

Swann G.E.A., Leng M.J., Juschus O., Melles M., Brigham-Grette J., Sloane H.J. A combined oxygen and silicon diatom isotope record of Late Quaternary change in Lake El'gygytgyn, North East Siberia // *Quat. Sci. Rev.*, 2010, v. 29, p. 774—786.

Tarasov P.E., Bezrukova E.V., Krivonogov S.K. Late Glacial and Holocene changes in vegetation cover and climate in southern Siberia derived from a 15 kyr long pollen record from Lake Kotokel // *Clim. Past*, 2009, v. 5, p. 285—295.

Wen X., Li B., Zheng Y., Zhang D.D., Ye J. Climate variability in the Salawusu River valley of the Ordos Plateau (Inner Mongolia, China) during Marine Isotope Stage 3 // *J. Quat. Sci.*, 2008, v. 24, p. 61—74.

Yuan D.X., Cheng H., Edwards R.L., Dykoski C.A., Kelly M.J., Zhang M.L., Qing J.M., Lin Y.S., Wang Y.J., Wu J.Y., Dorale J.A., An Z.S., Cai Y.J. Timing, duration, and transitions of the Last Interglacial Asian monsoon // *Science*, 2004, v. 304, p. 575—578.

Zhang Y., Wünnemann B., Bezrukova E.V., Ivanov E.V., Shchetnikov A.A., Nourgaliev D., Levina O.V. Basin morphology and seismic stratigraphy of Lake Kotokel, Baikal region, Russia // *Quat. Int.*, 2013, v. 290—291, p. 57—67.

*Рекомендована к печати 30 июня 2015 г.
Г.Н. Аношиным*

*Поступила в редакцию
6 мая 2015 г.*