

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ТЕКСТУРНЫХ ЛЬДОВ ПОБЕРЕЖЬЯ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

А.Ю. Деревягин, А.Б. Чижов, Х. Майер*, Т. Опель*, Л. Ширрмайстер*, С. Веттерих*

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический ф-т,
119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; dereviag@gmail.com*

**Институт полярных и морских исследований им. А. Вегенера, 14473, Потсдам, Телеграфенберг А43, ФРГ*

Детальное опробование текстурных льдов проводилось в 1995–2007 гг. в ходе совместных российско-германских экспедиций на полуострове Таймыр и в Северной Якутии. В работе приведены результаты изотопно-кислородного и дейтериевого анализов 285 образцов текстурных льдов из синкриогенных позднеплейстоценовых и голоценовых отложений региона. Рассмотрены особенности формирования изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$, δD) текстурных льдов. Приведен профиль изменений значений $\delta^{18}\text{O}$ и дейтериевый эксцесс текстурных льдов по датированным (^{14}C) образцам на участках Мамонтовый Клык и Ойгосский Яр за последние 50 тысяч лет.

Изотопный состав, текстурные льды, абсолютный (^{14}C) возраст, поздний плейстоцен, голоцен, дейтериевый эксцесс

ISOTOPIC COMPOSITION OF TEXTURE ICES, LAPTEV SEA COAST

A.Yu. Dereviagin, A.B. Chizhov, H. Meyer*, T. Opel*, L. Schirmeister*, S. Wetterich*

*Lomonosov Moscow State University, Department of Geology,
119991, Moscow, Leninskie Gory, 1, Russia; dereviag@gmail.com*

**Alfred Wegener Institute of Polar and Marine Research, Potsdam, Telegrafenberg A43, 14473, Germany*

In the frame of Russian-German cooperative scientific expeditions to Taymyr Peninsula and to Northern Yakutia (1995–2007) the texture ices were sampled and studied in detail. The results on the isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$, δD) analyses of 285 samples of Late Pleistocene and Holocene texture ices are presented. The peculiarities of the formation of texture ice isotopic composition are described. The $\delta^{18}\text{O}$ and d-excess records based on ^{14}C dated texture ice samples from the Mamontovy Klyk and Oygosky Yar sites are presented.

Isotopic composition, texture ices, absolute (^{14}C) age, Late Pleistocene, Holocene, deuterium excess

ВВЕДЕНИЕ

В последние два десятилетия был достигнут значительный прогресс в изучении изотопного состава подземных льдов как источника информации об их генезисе и условиях формирования. При этом основное внимание уделяется повторно-жильным льдам (ПЖЛ), изотопно-кислородный состав которых рассматривается как индикатор зимних климатических условий и используется при палеоклиматических реконструкциях [Васильчук, 1992; Михалев и др., 2006; Деревягин и др., 2010; Meyer et al., 2010]. Данные об изотопном составе текстурных льдов (ТЛ) до последнего времени были немногочисленны [Михалев, 1996; Schwamborn et al., 2006; Schirmeister et al., 2011; Wetterich et al., 2011]. Вопросы формирования их изотопного состава и возможности использования в целях палеогеографических реконструкций и стратификации геологического разреза мало изучены.

В основу работы положены новые данные об изотопном составе ($\delta^{18}\text{O}$, δD) текстурных льдов в отложениях приморских равнин на побережье

моря Лаптевых. Результаты были получены в течение многолетних (1995–2007) исследований совместной российско-германской экспедиции на участке оз. Лабаз (Западный Таймыр), мыс Мамонтов Клык (Анабар-Оленекское междуречье), п-ов Быковский, о. Бол. Ляховский, берег Ойгосский Яр. На этих участках было отобрано 285 образцов ТЛ из льдистых алевритов, слагающих останцы верхнеплейстоценового ледового комплекса (ЛК) и голоценовых отложений аласного комплекса. Опробование ТЛ проводилось из обнажений и мелких (до 3–4 м) скважин и сопровождалось отбором материала для радиоуглеродного датирования. Это позволило охарактеризовать изотопный состав ТЛ в разрезе на глубину до 40 м в возрастном диапазоне до 58 тыс. лет.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Район исследований охватывает приморские низменности побережья моря Лаптевых от оз. Лабаз до берега Ойгосский Яр ($72\text{--}74^\circ$ с.ш.,

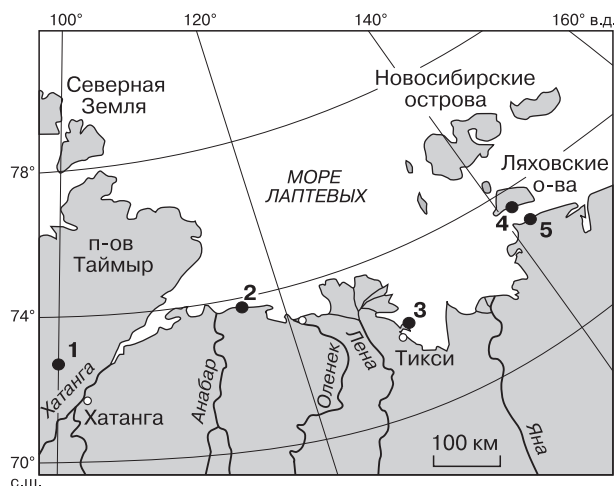


Рис. 1. Район работ и участки исследований:

1 – оз. Лабаз, 2 – мыс Мамонтов Клык, 3 – п-ов Быковский, 4 – о. Бол. Ляховский, 5 – берег Ойгосский Яр.

100–144° в.д.) (рис. 1). Территория относится к подзонам арктической и субарктической тундры и характеризуется суровым арктическим климатом с холодной продолжительной зимой и коротким дождливым летом.

Среднегодовая температура воздуха по данным метеостанций (Хатанга, Терпий Тумса, Тикси, Святой Нос, Шалаурова) варьирует от –13 °С (Хатанга) до –15,7 °С (Шалаурова, о. Бол. Ляховский). Среднегодовая сумма осадков составляет 230–300 мм на западе и в центральной части района, уменьшаясь до 140–180 мм в восточной его части; из них до 70 % выпадает в летний период. Снежный покров устанавливается в конце сентября и разрушается в конце июня. Высота снежного покрова в среднем не более 20–30 см.

Район относится к зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород, мощность которых оценивается в 400–600 м [Геокриология..., 1989]. Среднегодовая температура пород составляет около –12 °С. Мощность сезонноталого слоя не превышает 0,5 м.

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Объектом исследования являлись текстурные льды, образовавшиеся при сингенетическом промерзании позднеплейстоценовых и голоценовых отложений. Позднеплейстоценовые синкриогенные отложения, включающие мощные ПЖЛ, известны под названием “ледовый комплекс” (едома) и подробно описаны в работах Е.М. Касасонова, Т.Н. Каплиной, Н.Н. Романовского, В.Н. Конищева и др. В изученных разрезах эти толщи представлены льдистыми алевритами с редкими включениями и линзами торфа, вмещаю-

щими мощные сингенетические ПЖЛ. Данные гранулометрического анализа показывают, что состав отложений отличается высоким содержанием крупноалевритовой фракции, но имеет свою специфику в каждом разрезе и характеризуется растянутыми полимодальными кривыми распределения и слабой сортировкой кластического материала [Schirrmeister et al., 2011].

Видимая мощность позднеплейстоценовых отложений достигает 40 м. Мощность голоценовых отложений, представленных преимущественно супесями с линзами и прослоями торфа, обычно не превышает 4–5 м.

Характерной особенностью криогенного строения отложений ледового комплекса являются сегрегационные льды, образующие параллельно-слоистые шлировые криогенные текстуры, так называемые “пояски”. Пояски располагаются между мощными жильными льдами по всему разрезу ЛК. Их толщина варьирует от 1 до 5 см, а расстояние между ними изменяется от 10–20 до 30–45 см. Лед поясков, как правило, чистый, прозрачный с вертикально ориентированными цепочками пузырьков воздуха. Криогенная текстура между поясками мелкошлировая сетчатая, неполносетчатая, мелкошлировая линзовидная и массивная (ледцемент). Для склоновых, озерных и болотных образований голоцена характерны массивная и мелкошлировая линзовидная и неполносетчатая криогенные текстуры. Весовая льдистость опробованных пород, как правило, превышала 40–50 %. При оттаивании грунты имели текучую консистенцию.

Для определения изотопного состава ТЛ образцы мерзлого грунта объемом около 0,3 дм³ отбирали с интервалом 0,4–0,6 м по высоте обнажения. Образцы помещали в герметичные пластиковые пакеты, из которых удаляли воздух. После оттаивания и фильтрации водные пробы переливали в пластиковые емкости объемом 30 мл для последующего лабораторного определения изотопного состава. На участках п-ов Быковский и берег Ойгосский Яр проводили детальное опробование льда-цемента и пограничных с ним ледяных поясков, а также ледяных поясков в зоне их контакта с ПЖЛ.

Изотопный анализ ($\delta^{18}\text{O}$, δD) выполняли в Институте полярных и морских исследований имени А. Вегенера в Потсдаме (Германия). Его результаты выражены в промилле (‰) относительно стандарта средней океанической воды (SMOW). Ошибка измерений составляет менее 0,1 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и менее 0,8 ‰ для δD .

Данные изотопного состава образцов льда наносили на диаграмму δD – $\delta^{18}\text{O}$ для сравнения их с глобальной линией метеорных вод (GMWL) [Craig, 1961], которая описывается следующим

уравнением регрессии (с угловым коэффициентом $a = 8$ и свободным членом $b = 10 ‰$):

$$\delta D = 8\delta^{18}O + 10. \quad (1)$$

Отклонение экспериментальных точек ($\delta^{18}O$, δD) от GMWL оценивается по величине эксцесса (избытка) дейтерия: $d_{ex} = \delta D - 8\delta^{18}O$ [Dansgaard, 1964]. Для точек, лежащих на GMWL, значение $d_{ex} = 10 ‰$. Значения параметра d_{ex} обусловлены глобальными, региональными и местными факторами (климатическими, гидрологическими, криогенными и др.), которые влияют на фракционирование изотопов с начала формирования атмосферной влаги до ее замерзания в горных породах.

Большое количество образцов в выборках по отдельным стратиграфическим горизонтам позволило провести статистическую обработку данных изотопного анализа с определением уравнений регрессии $\delta D - \delta^{18}O$ и коэффициента корреляции (R^2). Сравнительный анализ уравнений регрессии различных выборок образцов ТЛ между собой и с уравнением (1) для GMWL позволяет получить дополнительную информацию об особенностях их формирования.

При обсуждении результатов изотопного анализа древних ТЛ используются данные исследования формирования изотопного состава современных ТЛ (возраст которых менее 100 лет) [Деревягин и др., 2003]. Связь δD и $\delta^{18}O$ для них описывается следующим уравнением регрессии:

$$\delta D = 6,5\delta^{18}O - 22. \quad (2)$$

Это уравнение с угловым коэффициентом $a < 8$ отражает изменения в изотопном составе исходной атмосферной влаги и процессы изотопного фракционирования при ее промерзании–оттаивании и испарении.

В настоящей работе рассматривается изотопный состав ТЛ только в минеральных грунтах. Это связано с тем, что изотопный состав ТЛ в торфе существенно отличается от такового в минеральных грунтах [Васильчук, 1992; Чижов и др., 1997; Михалев и др., 2006]. Минеральные грунты (супеси, суглинки) составляют более 90 % исследованного разреза. Исключение из выборок образцов ТЛ в торфе обеспечивает корректность сопоставления изотопных составов.

Текстуры льды в синкриогенных толщах формируются одновременно с вмещающими их отложениями, что делает возможным их датирова-

ние радиоуглеродным (^{14}C) методом. Это играет важную роль при корреляции изотопных данных различных разрезов и анализа вариации изотопного состава ТЛ на протяжении последних 40–50 тыс. лет. Радиоуглеродное датирование AMS-методом было проведено в Лаборатории радиометрического датирования и изучения стабильных изотопов имени Лейбница в Университете г. Киля (Германия).

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ТЕКСТУРНЫХ ЛЬДОВ

Результаты исследований, в обобщенном виде представленные в таблице, позволяют сопоставить характеристики изотопного состава ТЛ позднего плейстоцена (возраст 60–10 тыс. лет) и голоцена (моложе 10 тыс. лет). Среди последних выделяется группа современных ТЛ, возраст которых менее 100 лет, что подтверждают данные тритиевого анализа. Для этой группы ТЛ мы располагаем обширным массивом данных об изотопном составе исходной влаги (атмосферных осадков, снежников, поверхностных и надмерзлотных вод) [Деревягин и др., 2003].

Данные таблицы показывают, что позднеплейстоценовые ТЛ изотопически значительно легче голоценовых. Сдвиг в сторону уменьшения концентраций составляет в среднем 5,6 ‰ (для $\delta^{18}O$) и 47,4 ‰ (для δD). Как известно, между изотопным составом атмосферных осадков и температурой воздуха существует коррелятивная связь. Для северной части Евразии изотопно-температурный градиент составляет 0,55 ‰ ($\delta^{18}O$) на $1^\circ C$ [Брезгунов и др., 1998]. Следовательно, такому сдвигу $\delta^{18}O$ в атмосферных осадках могло соответствовать повышение среднегодовой температуры воздуха в голоцене на 10–11 $^\circ C$. Такая приближительная оценка палеотемпературных условий конца позднего плейстоцена и голоцена, основанная на анализе среднего изотопного состава ТЛ, хорошо согласуется с результатами палеотемпературных реконструкций, полученных другими методами [Каплина, Кузнецова, 1975; Конищев, 1999].

Высокая изменчивость изотопного состава ТЛ региона (разность максимальных и минимальных значений $\delta^{18}O$ для позднеплейстоценовых ТЛ составляет 15,6 ‰, а для голоценовых – 14,1 ‰) связана с вариациями соотношения изотопически

Изотопный состав текстурных льдов в минеральных грунтах

Возраст, тыс. лет назад	Кол-во образцов	$\delta^{18}O, ‰$			$\delta D, ‰$			$d_{ex}, ‰$		
		сред.	мин.	макс.	сред.	мин.	макс.	сред.	мин.	макс.
60–10	186	–25,5	–34,5	–18,9	–199,0	–254,1	–155,5	5,2	–12,0	33,4
<10 (голоцен)	99	–19,9	–28,2	–14,1	–149,8	–204,5	–118,4	9,4	–5,9	21,4
<0,1 (соврем.)	33	–19,9	–23,6	–16,2	–148,3	–178,3	–124,2	10,9	1,0	16,7

более легких талых снеговых и более тяжелых дождевых вод во влаге, из которой формируются ТЛ [Деревягин и др., 2003], колебаниями климата, процессами изотопного фракционирования.

Положение точек изотопного состава образцов позднелейстоценовых и голоценовых ТЛ относительно линии GMWL показано на диаграмме $\delta D - \delta^{18}O$ (рис. 2). Здесь приведены уравнения регрессии (3) и (4) и коэффициенты корреляции R^2 . Уравнение регрессии для позднелейстоценовых ТЛ (см. рис. 2, а)

$$\delta D = 5,8\delta^{18}O - 48,5 \quad (3)$$

отличает низкое значение углового коэффициента ($a = 5,8$). Близкое значение углового коэффициента (около 6) было получено для позднелейстоценовых ТЛ с массивной криотекстурой в обнажении Дуванский Яр [Михалев и др., 2006]. Авторы связали это с процессами изотопного фракционирования в результате морозного иссушения грунта в условиях закрытой системы.

Голоценовые ТЛ (см. рис. 2, б) описываются уравнением регрессии

$$\delta D = 6,4\delta^{18}O - 22,2 \quad (4)$$

с угловым коэффициентом, равным 6,4, а для выборки, включающей только современные (моложе 100 лет) ТЛ, значение $a = 7,1$.

Вероятно, расположение точек изотопного состава ТЛ на диаграмме $\delta D - \delta^{18}O$ (см. рис. 2, а) и низкие значения углового коэффициента в уравнении регрессии позднелейстоценовых ТЛ связаны с высокой контрастностью климата на протяжении позднего плейстоцена. Периоды с очень холодными зимами, не имеющими аналогов в го-

лоцене [Деревягин и др., 2010], и относительно теплыми и сухими летними сезонами [Sher et al., 2005] чередовались с периодами с умеренно холодными зимами и прохладным летом.

В крайней левой части диаграммы $\delta D - \delta^{18}O$ (см. рис. 2, а) группируются точки, легкий изотопный состав которых, вероятно, обусловлен преобладанием в составе ТЛ талых снеговых вод наиболее холодных зим. Высокие значения параметра d_{ex} (характерные для снега) могли еще более увеличиваться за счет криогенного фракционирования. Максимальные для этих льдов значения d_{ex} достигают до 33 ‰. Соответственно, точки изотопного состава этих образцов расположены значительно выше GMWL.

Справа на диаграмме располагаются ТЛ, сформированные преимущественно дождевыми водами. Они имеют более тяжелый изотопный состав и низкие значения d_{ex} (до -12 ‰). Дополнительное влияние на уменьшение этого параметра могло оказывать интенсивное испарение влаги (испарительное фракционирование). Такая интерпретация учитывает данные исследования изотопного состава современных ТЛ, проведенного ранее [Деревягин и др., 2003].

В голоцене различия между холодными и теплыми периодами были не столь велики, и это отразилось на уменьшении диапазона значений изотопного состава и абсолютных значений параметра d_{ex} (см. таблицу), увеличении углового коэффициента (см. рис. 2, б).

Как уже отмечалось, для позднелейстоценовых отложений региона характерна слоистая ("поясковая") криогенная текстура. Различия в изотопном составе ледяных шпиров (поясков) и

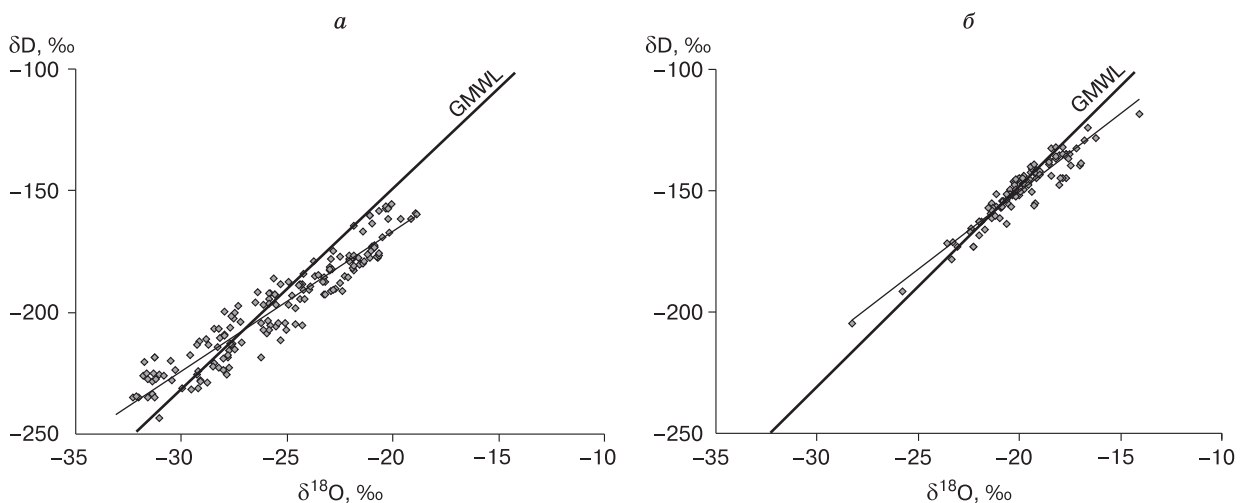


Рис. 2. Диаграммы $\delta^{18}O - \delta D$ изотопного состава позднелейстоценовых (а) и голоценовых (б) текстурных льдов региона.

а – уравнение (3) регрессии $\delta D = 5,8\delta^{18}O - 48,5$, коэффициент корреляции $R^2 = 0,89$, количество образцов $n = 186$; б – уравнение (4) регрессии $\delta D = 6,4\delta^{18}O - 22,2$, $R^2 = 0,90$, $n = 99$.

разделяющих их слоев мерзлых супесей с мелко-сетчатой, мелколинзовидной и массивной (лед-цемент) криогенными текстурами исследовались на обнажениях позднеплейстоценового ледового комплекса на участках п-ов Быковский (обнажение Мамонтова Хаята) и Ойгосский Яр. Мощность ледяных шпиров составляла от 2–3 до 5 см, расстояние между ними изменялось от 10 до 25–40 см. Отбор образцов ТЛ проводился в обнажениях на высотных отметках 10 м (п-ов Быковский) и 20 м (Ойгосский Яр) над уровнем моря.

Установлено, что ледяные шпирь (пояски) изотопически легче, чем льды в криогенных текстурах в отложениях, расположенных над ними. Для $\delta^{18}\text{O}$ разница составляла от 0,9 до 3,2 ‰, для δD – от 7,8 до 28 ‰. При этом, чем легче средний изотопный состав льда (исходной влаги), тем больше разница в значениях $\Delta\delta^{18}\text{O}$ и $\Delta\delta\text{D}$ между ледяными шпирями и льдом-цементом. Так, при средних значениях $\delta^{18}\text{O}$ и δD ТЛ обнажения Ойгосский Яр около –31 и –236 ‰, средние значения $\Delta\delta^{18}\text{O} = 2,6$ ‰, а $\Delta\delta\text{D}$ составляет 20–28 ‰. В образцах из обнажения Мамонтова Хаята, где средние значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD равны приблизительно –21,5 и –174 ‰, средние значения $\Delta\delta^{18}\text{O} = 2,3$ ‰, а $\Delta\delta\text{D}$ составляет 8–14 ‰.

Вероятно, выявленные различия изотопного состава обусловлены криогенным фракционированием: рост крупных ледяных шпиров сопровождается миграцией обогащенной легкими изотопами (^1H и ^{16}O) грунтовой влаги. При этом лед криогенных текстур в породе между шпирями оказывается изотопически тяжелее. Влияние криогенного фракционирования на значения $\delta^{18}\text{O}$ в нашем случае не превышает 2–3 ‰, а для δD может достигать 21–30 ‰.

Фракционирование изотопов водорода и кислорода при промерзании глинистых грунтов осложняется процессами миграции влаги и сегрегационного льдообразования. Данные исследований в этой области весьма ограничены. Эксперимент по промерзанию влажного грунта в условиях закрытой системы показал, что тонкие (1,0–1,5 мм) линзочки льда были на 1 ‰ ($\delta^{18}\text{O}$) и 3 ‰ (δD) тяжелее исходной влаги [Конищев и др., 2011].

В настоящее время наиболее изучен процесс изменения изотопного состава свободного объема воды при ее замерзании (криогенное фракционирование). Экспериментально и теоретически было показано [Souchez, Jouzel, 1984], что процесс криогенного фракционирования в условиях закрытой системы характеризуется на диаграмме δD – $\delta^{18}\text{O}$ линией промерзания (freezing slope), угловой коэффициент которой уменьшается с уменьшением концентраций тяжелых изотопов в исходной воде с 6,6 (вода альпийских ледников, $\delta^{18}\text{O} = -15,25$ ‰) до 4,4 (вода антарктического льда, $\delta^{18}\text{O} = -51,7$ ‰). При этом первые порции льда, полу-

ченного при промерзании, были изотопически тяжелее исходной воды, а последние легче. Разница между ними достигала 5 ‰ ($\delta^{18}\text{O}$). Близкие значения (4 ‰) были получены Ю.К. Васильчуком [2011] в результате выполнения экспериментальных работ по изучению изотопного фракционирования при конжеляционном льдообразовании.

Очевидно, изучение влияния криогенного фракционирования на формирование изотопного состава текстурообразующих подземных льдов должно быть продолжено с использованием как экспериментальных, так и полевых методов исследования.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗОТОПНОГО ПРОФИЛЯ ТЕКСТУРНЫХ ЛЬДОВ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Изотопные профили позднеплейстоценовых текстурных льдов были построены по результатам детального опробования на участках мыс Мамонтов Клык и берег Ойгосский Яр (рис. 3, А, Б). Отложения участка берега Ойгосский Яр (ойгосская свита) представлены серыми льдистыми алевритами, вмещающими мощные транзитные ПЖЛ, высота которых более 25 м. Преобладающая криогенная текстура поясковая и массивная между поясками. Для разреза едомы берега Ойгосский Яр, охарактеризованного семью каргинскими ^{14}C -датировками (от 32 до 48,5 тыс. лет) [Schirmermeister et al., 2011] значения $\delta^{18}\text{O}$ составили 15,3 ‰ (см. рис. 3, Б). Средние значения $\delta^{18}\text{O}$ и d_{ex} данного разреза составляют –26,2 и 1,4 ‰ соответственно. Для нижней части разреза едомы (>44,8 тыс. лет) характерны сравнительно высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ (от –24,4 до –19,2 ‰) и низкие значения d_{ex} (от –1,0 до –8,3 ‰). Около 40 тыс. лет назад (интервал абсолютных отметок от 18,7 до 21,2 м над уровнем моря) наблюдается ярко выраженный минимум значений $\delta^{18}\text{O}$ в ТЛ, достигающий –34,5 ‰. При этом значения d_{ex} аномально высокие (до 21,7 ‰). Верхняя часть изотопного профиля едомы берега Ойгосский Яр характеризуется двумя минимумами $\delta^{18}\text{O}$, равными –29,8 ‰ (34,6 тыс. лет) и –27,3 ‰ (около 38,6 тыс. лет).

Результаты изотопного анализа каргинских ТЛ, полученные на других участках региона, достаточно хорошо согласуются с изотопным профилем едомы Ойгосского Яра. Так, в разрезе на о. Бол. Ляховский высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ (от –22,1 до –24,8 ‰) ТЛ характерны для отложений, возраст которых более 44 тыс. лет. На п-ове Быковский в отложениях возрастом 45,1 тыс. лет также зафиксированы высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ (от –22,8 до –21,4 ‰). Так же как и на Ойгосском Яру, интервал характеризуется низкими значениями d_{ex} – от –7,9 до 5,4 ‰. Формирование такого изотопного состава ТЛ может быть связано с потеп-

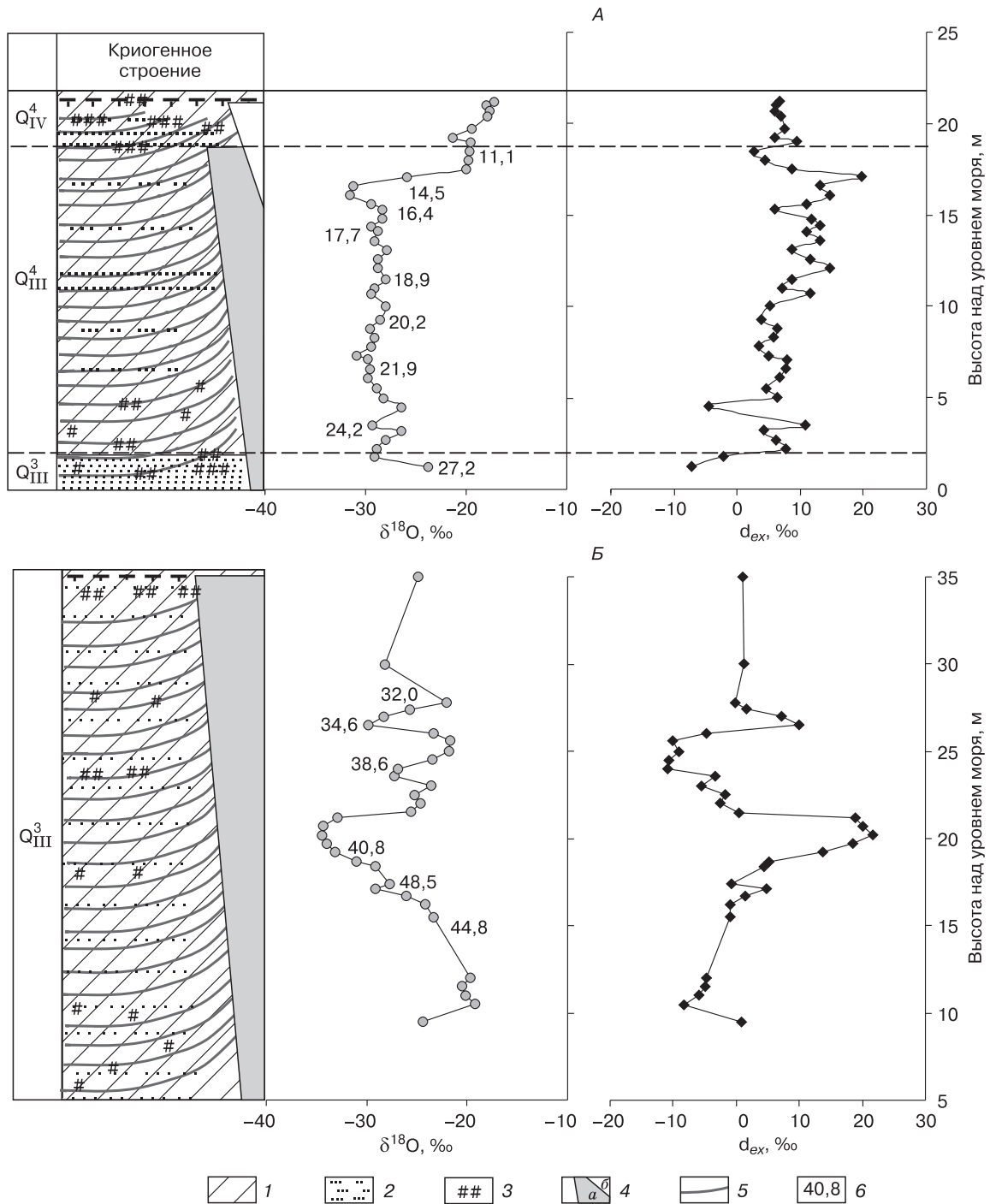


Рис. 3. Изотопные профили ($\delta^{18}\text{O}$ и d_{ex}) текстурных льдов:

А – позднелейстоценовых (Q^{IV}) и голоценовых (Q^{IV}) на участке Мамонтовый Клык; Б – позднелейстоценовых (Q^{III}) на участке Ойгосский Яр. 1 – супесь; 2 – песок; 3 – линзы и гнезда торфа; 4 – повторно-жильные льды (а – позднелейстоценовые, б – голоценовые); 5 – поясковая криогенная текстура; 6 – ¹⁴С-возраст отложений, тыс. лет.

лением климата в период накопления осадков (40–50 тыс. лет назад), которое сопровождалось увеличением испарения и роли дождевых вод в образовании ТЛ.

Отрицательные аномалии изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$ от $-30,5$ до $-32,0$ ‰) отмечаются в разрезе о. Бол. Ляховский в интервалах высот 13,4–14,3 и 18,9–19,3 м над уровнем моря (<41,2 тыс. лет) и 23,1–25,5 м над уровнем моря (35,7 тыс. лет). Этим интервалам отвечают аномально высокие значения d_{ex} (от 15,1 до 28,5 ‰).

Наиболее полные данные об изотопном составе ТЛ ледового комплекса, сформированных на последнем этапе позднего плейстоцена (сартанское время) имеются по участку Мамонтов Клык (см. рис. 3, А). Отложения ЛК мощностью около 18 м представлены темно-серыми алевролитами, опесчаненными алевролитами с мощными непрерывными по вертикали ПЖЛ и поясковыми криогенными текстурами и имеют ^{14}C -даты от 27,2 тыс. лет (0,5 м над ур. моря) до 11,1 тыс. лет (19,7 м над ур. моря). Отложения подстилаются оторфованными мелкозернистыми песками, лед-цемент в которых имеет высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ (от $-23,7$ до $-18,4$ ‰) и низкие значения d_{ex} (ниже 2 ‰). Переход от каргинского времени к сартанскому выражен сдвигом значений $\delta^{18}\text{O}$ текстурных льдов в сторону более низких значений на 3–5 ‰. Время этого события, по данным ^{14}C -датировок, около 24,6–27,2 тыс. лет назад [Schirmeister et al., 2008].

Для большей части разреза сартанских отложений участка Мамонтов Клык характерны стабильно низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (от -28 до $-31,6$ ‰) текстурных льдов. В интервале 24,2–14,5 тыс. лет вариации $\delta^{18}\text{O}$ не превышают ± 2 ‰ от среднего значения $\delta^{18}\text{O}$, равного $-29,0$ ‰. Эти данные хорошо согласуются со средними значениями $\delta^{18}\text{O}$ ($-27,6$ ‰) ТЛ для начала сартанского времени в отложениях о. Бол. Ляховский [Wetterich et al., 2011]. Значения d_{ex} варьируют в более широком диапазоне от $-4,4$ до 24,2 ‰ при преобладании относительно высоких (около 10 ‰) значений d_{ex} .

В конце сартанского времени (около 14,5 тыс. лет назад) происходит повышение значений $\delta^{18}\text{O}$ текстурных льдов до -19 – -21 ‰ при более низких значениях d_{ex} , равных 6–9 ‰. Такие изменения изотопного состава, вероятно, связаны с изменением климата в конце сартанского времени, когда похолодание сменилось потеплением. Этот вывод полностью согласуется с представлениями об эволюции позднплейстоценового климата региона по энтомологическим данным [Sher et al., 2005], согласно которым прохладное сухое лето (“холодная тундростепь”), наступившее 26–25 тыс. лет назад, сменилось 15–14 тыс. лет назад теплым и сухим летом (“теплая тундростепь”). Для климата раннего голоцена, по интерпретации этих авто-

ров, характерно влажное и теплое лето, распространение кустарниковой тундры и лесотундры.

Следует обратить внимание на большой разрыв значений $\delta^{18}\text{O}$ между ТЛ и ПЖЛ в конце сартанского периода. Для образцов ПЖЛ ^{14}C -возрастом 11,4, 12,5, 13,9 тыс. лет средние значения $\delta^{18}\text{O}$ составляют $-30,3$, $-30,9$, $-30,5$ ‰ соответственно. Для ТЛ в возрастном диапазоне 14,5–11,1 тыс. лет значения $\delta^{18}\text{O}$ изменяются от $-19,5$ до $-21,3$ ‰ (в среднем около -20 ‰). Таким образом, разница $\delta^{18}\text{O}$ между ТЛ и ПЖЛ составляет примерно 10,5 ‰ при средних значениях для конца позднего плейстоцена 2,0–2,5 ‰. Это может указывать на резкую континентальность климата: суровые, типичные для конца позднего плейстоцена, зимы при относительно теплом лете.

Изотопная кривая изменения δD повторяет очертания кривой $\delta^{18}\text{O}$ в соответствии с корреляционной связью δD – $\delta^{18}\text{O}$, а график избытка дейтерия (d_{ex}) является их зеркальным отображением: уменьшению значений $\delta^{18}\text{O}$ и δD соответствует увеличение дейтериевого эксцесса, и наоборот (отрицательная корреляция). Такое соотношение $\delta^{18}\text{O}$, δD и d_{ex} характерно и для изотопного состава атмосферных осадков. При этом отчетливо проявляется связь этих характеристик изотопного состава с температурой воздуха в годовом цикле. По данным полевых наблюдений 1994–2007 гг., среднее значение d_{ex} снежников (101 образец) равно 11,2 ‰ при максимальном значении 23,0 ‰, d_{ex} дождя (71 проба) составляет 1,6 ‰ при минимальном значении $-13,2$ ‰.

ВЫВОДЫ

1. Формирование изотопного состава текстурных льдов в минеральных грунтах определяется климатическими условиями (прежде всего температурой воздуха); соотношением дождевых и снеговых атмосферных осадков; процессами испарительного и криогенного фракционирования.
2. Действие этих факторов определяет большую изменчивость изотопного состава ТЛ. Для современных (моложе 100 лет) текстурных льдов, формирование которых происходило в условиях относительно стабильного климата, значения $\delta^{18}\text{O}$, δD и избытка дейтерия d_{ex} достигают 7,2, 54,1 и 15,7 ‰ соответственно. Для более продолжительных периодов, когда в полной мере проявлялись масштабные изменения климата, колебания этих значений существенно больше и в ТЛ конца позднего плейстоцена достигают 15,6, 98,6 и 45,4 ‰ соответственно.
3. Сравнение изотопного состава ледяных шпиров (поясков) и льда текстурных льдов в отложениях между ними показали, что ледяные шпирь изотопически легче (от 0,9 до 3,2 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и от 7,8 до 28 ‰ для δD). Вероятно, это свя-

зано с влиянием криогенного фракционирования влаги в процессе образования шпиров сегрегационного льда.

4. Средние значения характеристик изотопного состава текстурных льдов в минеральных отложениях позднплейстоценового ледового комплекса (едомы) и в голоценовых отложениях различны. Эти различия выражены в более легком (на 5,6 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и 47,4 ‰ для δD) изотопном составе позднплейстоценовых ТЛ, меньших средних значениях избытка дейтерия (d_{ex}) и углового коэффициента уравнения регрессии $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$. Выявленные различия являются следствием более холодного и континентального климата по сравнению с голоценовым и современным.

5. Полученные данные показывают перспективность изучения изотопного состава ТЛ в целях уточнения стратиграфии и палеогеографии позднего плейстоцена Арктики. Особого внимания заслуживают вопросы корреляции датированных по ^{14}C изотопных кривых текстурных льдов голоцен-позднплейстоценовых разрезов. Повышению информативности изотопных методов может способствовать сравнительный анализ изотопного состава текстурных и повторно-жильных льдов.

Авторы выражают благодарность К. Зигерт, Е.В. Трошину, Г. Гроссе, В.В. Куницкому, принимавшим непосредственное участие в отборе образцов текстурных льдов в 1995–2007 гг.

Литература

- Брезгунов В.С., Есиков А.Д., Ферронский В.И., Сальнова Л.В.** Пространственно-временные вариации изотопного состава кислорода атмосферных осадков и речных вод на территории северной части Евразии их связь с изменением температуры // Вод. ресурсы, 1998, т. 25, № 1, с. 73–84.
- Васильчук Ю.К.** Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций): В 2 т. / Ю.К. Васильчук. М., ОТП РАН, МГУ; ПНИИИС, 1992, т. 1, 420 с.; т. 2, 264 с.
- Васильчук Ю.К.** Экспериментальное изучение изотопного фракционирования при конжеляционном льдообразовании // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 3, с. 51–55.
- Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Майер Х.** Изотопный состав природных вод и современных подземных льдов Лаптево-морского региона // Криосфера Земли, 2003, т. VII, № 3, с. 41–48.
- Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Майер Х.** Температурные условия зим Лаптево-морского региона за последние 50 тысяч лет в изотопной записи повторно-жильных льдов // Криосфера Земли, 2010, т. XIV, № 1, с. 32–40.
- Геокриология СССР.** Средняя Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Недра, 1989, 414 с.
- Каплина Т.Н., Кузнецова Т.П.** Геотемпературная и климатическая модель эпохи накопления осадков едомной свиты Приморской низменности Якутии // Проблемы региональной и общей палеогеографии лессовых и перигляциальных областей. М., Наука, 1975, с. 170–173.
- Конищев В.Н.** Эволюция температуры пород арктической зоны России в верхнем кайнозое // Криосфера Земли, 1999, т. III, № 4, с. 39–47.
- Конищев В.Н., Рогов В.В., Голубев В.Н., Сократов С.А.** Изотопный состав связанной воды и льдов мерзлых толщ // Материалы Четвертой конф. геокриологов России. М., Унив. кн., 2011, с. 71–74.
- Михалев Д.В.** Изотопно-кислородный анализ текстурообразующих льдов // Изотопно-кислородный состав подземных льдов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1996, с. 38–82.
- Михалев Д.В., Николаев В.И., Романенко Ф.А. и др.** Предварительные результаты изучения опорных разрезов многолетнемерзлых пород в нижнем течении р. Малый Аной // Стабильные изотопы в палеоэкологических исследованиях. М., Ин-т географии РАН, 2006, с. 100–123.
- Чижов А.Б., Деревягин А.Ю., Симонов Е.Ф. и др.** Изотопный состав подземных льдов района оз. Лабаз (Таймыр) // Криосфера Земли, 1997, т. I, № 3, с. 79–84.
- Craig H.** Isotopic variations in meteoric waters // Science, 1961, vol. 133, p. 1702–1703.
- Dansgaard W.** Stable isotopes in precipitation // Tellus, 1964, vol. 16, p. 436–468.
- Meyer H., Schirmer L., Yoshikawa K. et al.** Permafrost evidence for severe winter cooling during the Younger Dryas in northern Alaska // Geophys. Res. Lett., 2010, vol. 37, L03501, doi:10.1029/2009GL041013, 2010.
- Schirmer L., Grosse G., Kunitsky V. et al.** Periglacial landscape evolution and environmental changes of Arctic lowland areas for the last 60 000 years (Western Laptev Sea coast, Cape Mamontov Klyk) // Polar Res., 2008, vol. 27, No. 2, p. 249–272.
- Schirmer L., Kunitsky V.V., Grosse G. et al.** Sedimentary characteristics and origin of the Late Pleistocene Ice Complex on North-East Siberian Arctic coastal lowlands and islands – a review // Quatern. Intern., 2011, vol. 241, p. 3–25.
- Schwaborn G., Meyer H., Fedorov G. et al.** Ground ice and slope sediments archiving Late Quaternary paleoenvironment and paleoclimate signals at the margins of El'gygytyn Crater, NE Siberia // Quatern. Res., 2006, vol. 66(2), p. 259–272.
- Sher A.V., Kuzmina S.A., Kuznetsova T.V., Sulerzhitsky L.D.** New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic, derived from fossil insects, plants, and mammals // Quatern. Sci. Rev., 2005, vol. 24, p. 533–569.
- Souchez R.A., Jouzel J.** On the isotopic composition in δD and $\delta^{18}\text{O}$ of water and ice during freezing // J. Glaciol., 1984, vol. 30(106), p. 369–372.
- Wetterich S., Rudaya N., Tumskey V. et al.** Last Glacial Maximum records in permafrost of the East Siberian Arctic // Quatern. Sci. Rev., 2011, vol. 30, p. 3139–3151.

Поступила в редакцию
23 октября 2012 г.