

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

УДК 551.345

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫХ И ТЕКСТУРНЫХ ЛЬДОВ ПОБЕРЕЖЬЯ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

А.Ю. Деревягин, А.Б. Чижов, Х. Майер*, Т. Опель*

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический ф-т,
119992, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; dereviag@gmail.com*

**Институт полярных и морских исследований имени А. Вегенера,
14473, Потсдам, Телеграфенберг А43, Германия*

По результатам массового опробования определены различия изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$, δD) сингенетических повторно-жильных и текстурных льдов во вмещающих отложениях побережья моря Лаптевых за последние 50 тыс. лет. Рассмотрены изменения изотопного состава льда в зоне контакта повторно-жильных и текстурных льдов. Анализ датированных по ^{14}C образцов показывает, что концентрация изотопов ($\delta^{18}\text{O}$ и δD) как в повторно-жильных, так и в текстурных льдах сходным образом реагирует на крупные палеоклиматические события.

Повторно-жильные льды, текстурные льды, изотопный анализ, радиоуглеродные датировки, поздний плейстоцен, голоцен

COMPARATIVE ANALYSIS OF ISOTOPIC COMPOSITION OF ICE WEDGES AND TEXTURE ICES AT THE LAPTEV SEA COAST

A.Yu. Dereviagin, A.B. Chizhov, H. Meyer*, T. Opel*

*Lomonosov Moscow State University, Geology Department,
119992, Moscow, Leninskie Gory, 1, Russia; dereviag@gmail.com*

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

On the basis of large-scale sampling of syngenetic ice wedges and texture ices at Laptev Sea coast the differences of their isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$, δD) throughout the past 50 ka have been determined. The transformation of isotopic composition in the contact zone between ice wedges and texture ice has been considered. The analysis of ^{14}C -dated samples demonstrated that the isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$, δD) both of ice wedges and of texture ices reacts similarly to the well-pronounced paleoclimatic events.

Ice-wedges, texture ices, isotopic analysis, radiocarbon dating, Late Pleistocene, Holocene

ВВЕДЕНИЕ

До последнего времени в банке данных об изотопном составе подземных льдов абсолютно преобладали результаты изотопного анализа ($\delta^{18}\text{O}$, δD) повторно-жильных льдов (ПЖЛ) как возможного источника информации о зимних палеотемпературах [Васильчук, 1992; Mackay, 1983; Vaikmaa, 1989; Meyer et al., 2002a]. Во время работ Российско-Германской экспедиции (1998–2012 гг.) на побережье моря Лаптевых (рис. 1) был собран обширный материал по изотопному составу не только ПЖЛ, но и текстурных льдов (ТЛ) во вмещающих ледяные жилы мерзлых породах. Исследованиями был охвачен разрез верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений,

включающих подземные льды обоих типов, до глубины 30–40 м в возрастном диапазоне 40–50 тыс. лет.

Полученные данные позволяют провести сравнительный анализ изотопного состава двух широко распространенных типов подземных льдов – повторно-жильных и текстурных, – образующих толщи высокольдистых мерзлых пород арктических низменностей на побережье моря Лаптевых. Целесообразность такого анализа определяется как логикой развития изотопной гео-криологии, так и задачами исследования генезиса и палеогеографических условий формирования подземных льдов.

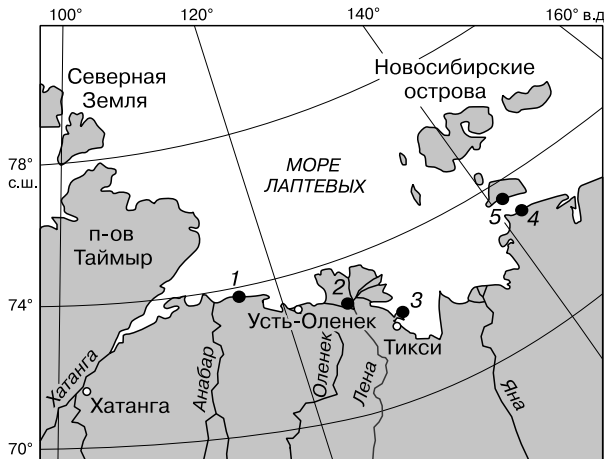


Рис. 1. Расположение участков работ.

1 – мыс Мамонтов Клык; 2 – дельта Лены; 3 – п-ов Быковский; 4 – берег Ойгосский яр; 5 – о. Большой Ляховский.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Район исследований охватывает приморские низменности побережья моря Лаптевых от р. Кондратьева (берег Ойгосский яр) на востоке до р. Анабар на западе (участок мыс Мамонтов Клык). В работе используются данные о радиоуглеродном (^{14}C) возрасте органических остатков во вмещающих отложениях и ПЖЛ, изотопном составе подземных льдов в обнажениях на участках: мыс Мамонтов Клык, п-ов Быковский, дельта Лены, Ойгосский яр, о. Большой Ляховский (см. рис. 1). Верхние части разреза на этих участках представлены отложениями позднего плейстоцена (каргинский и сартанский периоды) и голоцена. В разрезе преобладают породы ледового комплекса. Подробные данные о криогенном строении пород рассматриваются в ранее опубликованных работах [Деревагин и др., 2013; Meyer et al., 2002a,b; Schirmermeister et al., 2008, 2011].

Территория характеризуется суровым арктическим климатом с холодной продолжительной зимой и коротким дождливым летом. Среднегодовая температура воздуха по данным метеостанций варьирует от -13.0 до -15.7 °С. 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 СССР, 1989]. Среднегодовая температура пород составляет около -12 °С. Мощность сезонноталого слоя (СТС) не превышает 0.5 м.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОБСУЖДЕНИЕ

Изотопный анализ 1553 образцов ПЖЛ и 222 образцов ТЛ проводился в Институте полярных и морских исследований им. А. Вегенера (г. Потсдам, Германия). Его результаты выражены в промилле (‰) относительно стандарта средней океанической воды (SMOW). Ошибка измерений составляет <0.1 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и <0.8 ‰ для δD . Определение радиоуглеродного (^{14}C) возраста органических остатков проводилось AMS-методом в Лаборатории радиометрического датирования и изучения стабильных изотопов им. Лейбница в Университете г. Киля (Германия).

Обычно результаты опробования обнажений подземных льдов представляются в виде графиков изменения значений $\delta^{18}\text{O}$ (δD) с глубиной. Однако использование таких графиков для сопоставления изотопного состава ТЛ и ПЖЛ не вполне корректно: возраст расположенных на одном уровне образцов этих льдов (ТЛ и ПЖЛ) может отличаться на несколько тысяч лет, и формирование их изотопного состава могло происходить в различных климатических и ландшафтных условиях. На это указывают и многочисленные данные детального опробования по горизонтальным профилям сингенетических ледяных жил шириной 3–5 м и более, амплитуда колебаний значений $\delta^{18}\text{O}$ в которых достигает 3–4 ‰ [Деревагин и др., 2010; Meyer et al., 2002a,b].

Приблизительный возраст ТЛ и ПЖЛ в синкриогенных толщах определяется радиоуглеродным методом по органическим включениям. Но возможность сравнения близких по абсолютному возрасту образцов ПЖЛ и ТЛ ограничена. Прежде всего это связано с весьма редкими находками органического материала, достаточного для проведения AMS-датирования в образцах ПЖЛ. Значительной может быть также погрешность ^{14}C -метода, определяемая лабораторией для каждого образца как $\pm\Delta t$ лет.

Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал (табл. 1, а, б) позволяет выделить девять пар* датированных образцов ТЛ/ПЖЛ с относительно близким радиоуглеродным возрастом: 1/1, 2/7, 3/8, 6/12, 7/13, 8/14, 9/18, 24/20, 27/22. Различия радиоуглеродного возраста отобранных для сравнения образцов составляли порядка 100–300 лет. Сравнение близких по радиоуглеродному возрасту образцов ТЛ и ПЖЛ по-

* В числителе – № п/п ТЛ (см. табл. 1, а), в знаменателе – № п/п ПЖЛ (см. табл. 1, б).

Таблица 1. Изотопно-кислородный состав ¹⁴C-датированных образцов текстурных (а) и повторно-жильных (б) льдов*

№ п/п	¹⁴ C-возраст, лет	Погрешность (±), лет	δ ¹⁸ O, ‰	№ п/п	¹⁴ C-возраст, лет	Погрешность (±), лет	δ ¹⁸ O, ‰
а. Датированные ТЛ				б. Датированные ПЖЛ			
1	300	0	-21.4	1	<100	0	-21.9
2	2785	30	-25.8	2	416	31	-24.2
3	3325	35	-17.5	3	1100	25	-25.4
4	8230	50	-17.7	4	1870	35	-24.9
5	8335	45	-17.1	5	2201	44	-23.6
6	9480	40	-19.9	6	2425	30	-24.6
7	11 060	45	-19.5	7	2623	28	-25.3
8	12 525	50	-25.9	8	3630	84	-24.8
9	14 545	50	-25.9	9	4107	41	-26.0
10	16 350	90	-28.3	10	5178	33	-25.9
11	16 510	60	-28.2	11	6336	44	-25.8
12	17 700	70/40	-29.1	12	9390	60	-27.1
13	18 560	100	-27.5	13	11 180	100	-27.6
14	18 920	70	-28.0	14	12 520	70	-30.5
15	19 500	220/210	-29.2	15	13 060	70	-27.2
16	20 180	80	-28.5	16	13150	50	-27.3
17	20 600	210/200	-28.0	17	14 200	70	-24.9
18	21 890	90	-29.5	18	14 535	60/55	-25.1
19	24 150	120	-29.3	19	26 050	190	-31.3
20	24 600	170/160	-27.7	20	34 210	740/680	-31.1
21	31 250	1080/950	-26.4	21	37 810	680/630	-23.4
22	33 450	260/250	-25.5	22	40 720	1710/1410	-30.5
23	33 580	240/230	-25.8	23	41 990	1050/930	-30.4
24	34 630	420/400	-29.8				
25	36 020	450/420	-25.9				
26	38 600	930/830	-26.9				
27	40 850	1750/1440	-33.1				
28	43 620	1700/1400	-26.5				
29	45 300	1200/1050	-24.6				
30	47 900	1630/1360	-28.3				

* Данные радиоуглеродного датирования взяты из работ [Andreev et al., 2002; Meyer et al., 2002a,b, 2015; Schirmer et al., 2008, 2011; Opel et al., 2011] с дополнениями.

казало, что в семи случаях из девяти изотопный состав ТЛ был тяжелее ПЖЛ. При этом разность значений δ¹⁸O между ТЛ и ПЖЛ составляла от 0.5 до 7.3 ‰. Только в двух случаях образцы ТЛ оказались изотопически легче ПЖЛ: на 0.8 ‰ (пара 9/18) и на 0.5 ‰ (пара 2/7). Более информативен на данном этапе исследований анализ массового опробования изотопного состава ТЛ и ПЖЛ по основным стратиграфическим горизонтам (табл. 2, 3). Статистическая обработка данных изотопного состава показывает, что средние значения δ¹⁸O (δD) для ТЛ во всех стратиграфических выделах в среднем изотопически тяжелее, чем для ПЖЛ. Это объясняется преобладанием в жильных льдах изотопически более легких снеговых вод, а в текстурообразующих льдах – более тяжелых дождевых вод. В современных зимних осадках (район

пос. Тикси) средняя концентрация ¹⁸O снижается до -31.5 ‰, а в летних осадках – до -17.1 ‰ при среднегодовом значении -24.9 ‰. Разница (Δ) между средними значениями δ¹⁸O зимних и летних осадков составляет 14.4 ‰. За счет смешения снеговых и дождевых вод, а также процессов изотопного фракционирования разница в концентрациях изотопов между ТЛ и ПЖЛ значительно сокращается. Как показали наши исследования, для современных (моложе 100 лет) ТЛ и ПЖЛ Δδ¹⁸O составляет в среднем 2.8 ‰.

Разница (Δ) между средними значениями изотопного состава (δ¹⁸O) ТЛ и ПЖЛ меняется в зависимости от их возраста (см. табл. 2). Максимальные величины Δδ¹⁸O свойственны льдам голоценового и каргинского возраста: 5.4 и 4.2 ‰ соответственно. В конце позднего плейстоцена

Таблица 2. Изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$, δD) подземных льдов (ПЛ): текстурных льдов (ТЛ) и повторно-жильных льдов (ПЖЛ) позднего плейстоцена (каргинское и сарганское время), голоцена и современных

Возраст ПЛ, т. л. н.	Тип ПЛ	n	$\delta^{18}\text{O}$, ‰			δD , ‰			A , ‰	Δ , ‰
			Сред.	Мин.	Макс.	Сред.	Мин.	Макс.		
55–25 (каргинский)	ТЛ	78	-26.2	-34.5	-19.2	-205.2	-254.1	-156.5	15.3	4.2
	ПЖЛ	598	-30.4	-34.9	-23.9	-237.9	-272.2	-180.6	11.0	
25–10 (сарганский)	ТЛ	61	-27.4	-31.6	-20.0	-208.0	-242.1	-151.5	11.6	3.0
	ПЖЛ	275	-30.4	-38.0	-25.3	-237.9	-296.0	-191.5	12.7	
<10 (голоцен)	ТЛ	61	-19.9	-28.2	-14.1	-151.6	-204.5	-118.4	14.1	5.4
	ПЖЛ	616	-25.3	-29.9	-19.2	-192.2	-223.2	-149.2	10.7	
<0.1 (современный)	ТЛ	22	-19.4	-23.4	-16.2	-147.1	-178.3	-124.2	7.4	2.8
	ПЖЛ	64	-22.2	-26.5	-17.9	-169.0	-202.0	-132.3	8.6	

Примечание. A – размах значений $\delta^{18}\text{O}$ (макс.–мин.); Δ – разность между средними значениями $\delta^{18}\text{O}$ ТЛ и $\delta^{18}\text{O}$ ПЖЛ; n – количество образцов.

Таблица 3. Параметры изотопного состава подземных льдов (ПЛ): текстурных льдов (ТЛ) и повторно-жильных льдов (ПЖЛ) позднего плейстоцена (каргинское и сарганское время), голоцена и современных

Возраст ПЛ, т. л. н.	Тип ПЛ	n	d_{exc} , ‰			a	b	R^2
			Сред.	Мин.	Макс.			
55–25 (каргинский)	ТЛ	78	4.7	-10.8	25.8	6.2	-42.4	0.94
	ПЖЛ	598	5.5	-4.4	15.4	8.3	14.5	0.98
25–10 (сарганский)	ТЛ	61	11.0	-4.4	24.2	7.7	1.8	0.92
	ПЖЛ	275	5.1	-0.8	10.8	8.2	10.1	0.99
<10 (голоцен)	ТЛ	61	7.4	-5.9	21.4	6.2	-28.7	0.94
	ПЖЛ	616	10.1	2.9	18.0	7.0	-14.2	0.98
<0.1 (современный)	ТЛ	22	8.4	1.0	16.3	7.3	-6.0	0.95
	ПЖЛ	64	8.5	3.3	13.7	7.3	-6.7	0.97

Примечание. Дейтериевый эксцесс (d_{exc}); коэффициенты уравнений регрессии: a – угловой коэффициент, b – свободный член, R^2 – коэффициент корреляции; n – количество образцов.

(сарганский период) эта разница сокращается до 3.0 ‰. Вероятно, это связано с изменением соотношения снеговых и дождевых вод в питании подземных льдов. Малые значения Δ в сарганское время могли быть обусловлены преобладанием засушливых летних сезонов, когда главным источником поступления влаги являлись тающие снежники. Большие значения Δ в каргинское время могут указывать на быстрый сход снежного покрова и увеличение доли дождевых вод в формировании ТЛ. При этом значения $\delta^{18}\text{O}$ (δD) ТЛ и ПЖЛ (см. табл. 2) свидетельствуют о том, что формирование как сарганских, так и каргинских подземных льдов происходило в условиях очень холодного климата с низкими зимними и среднегодовыми значениями температур воздуха.

Максимальных значений разница средних концентраций изотопов ($\delta^{18}\text{O}$) между ТЛ и ПЖЛ достигает с наступлением голоценового потепления – 5.4 ‰. Средняя температура зим в голоцене повысилась примерно на 5 °С [Деревагин и др.,

2010]. Высокие значения Δ дают основания полагать, что повышение температур коснулось и летнего периода и сопровождалось увеличением его продолжительности и влажности.

Приведенные выше данные о концентрациях изотопов ($\delta^{18}\text{O}$) и их различии между ТЛ и ПЖЛ (Δ) являются усредненными для весьма продолжительных периодов: от десяти тысяч лет до нескольких десятков тысяч лет. Значения этих характеристик за более короткие отрезки времени могут меняться в связи с изменением климатических и ландшафтных условий, гидрологического режима, геологических процессов. В этом отношении показательно сопоставление средних данных об изотопном составе голоценовых льдов с современными ТЛ и ПЖЛ, формирующимися в течение последних 100 лет. Разница средних значений концентраций изотопов между современными ТЛ и ПЖЛ ($\Delta\delta^{18}\text{O} = 2.8$ ‰) значительно меньше, чем в голоценовых льдах ($\Delta\delta^{18}\text{O} = 5.4$ ‰). Это связано с увеличением концентраций тяжелых изотопов в

современных ПЖЛ (см. табл. 2), вызванным повышением среднезимних температур воздуха [Деревягин и др., 2011].

Значения минимальных и максимальных концентраций изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$), приведенные в табл. 2, позволяют оценить размах колебаний A (разность максимальных и минимальных значений) в ПЖЛ и ТЛ. Для сингенетических мерзлых толщ голоцена и позднего плейстоцена с мощными ледяными жилами и хорошо выраженными шлировыми криогенными текстурами размах значений $\delta^{18}\text{O}$ в ТЛ больше, чем в ПЖЛ в голоцене (3.4 ‰) и каргинском периоде (4.3 ‰). В сартанский период размах колебаний A в ПЖЛ больше, чем в ТЛ на 1.1 ‰. Более однородный изотопный состав ПЖЛ по сравнению с ТЛ (в каргинское время и в голоцене), вероятно, обусловлен генезисом и условиями формирования этих льдов, малым влиянием процессов изотопного фракционирования. В сартанский период размах значений $\delta^{18}\text{O}$ ПЖЛ увеличился за счет экстремально низких значений (до -38 ‰), указывающих на очень холодные зимы, аналогов которым, по имеющимся данным, не было в каргинский период [Wetterich et al., 2011]. В то же время относительно невысокий размах значений ТЛ (11.6 ‰) свидетельствует, вероятно, о сухих и холодных летних условиях формирования изотопного состава ТЛ.

В современных ростках ПЖЛ и текстурных льдах на подошве СТС размах значений $\delta^{18}\text{O}$ в ТЛ (7.4 ‰) несколько меньше, чем в ПЖЛ (8.6 ‰). Отметим, что современные подземные льды продолжают свое формирование в настоящее время, так что эти данные не могут считаться окончательными. Гомогенизации изотопного состава современных ТЛ способствует интенсивный влагообмен приповерхностного слоя многолетнемерзлых пород (кровли многолетнемерзлых пород) со слоем сезонного протаивания.

Соотношение концентраций изотопов водорода (δD) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в текстурных и повторно-жильных льдах

В практике исследования изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$, δD) природных вод и льдов результаты анализов представляются на диаграммах $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ и обычно сопоставляются с глобальной линией метеорных вод (GMWL). Эта линия описывается уравнением регрессии для средних значений δD и $\delta^{18}\text{O}$ атмосферных осадков по данным мировой сети метеостанций: $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$ [Dansgaard, 1964]. Мера отклонения изотопного состава образца от линии GMWL определяется величиной избытка дейтерия (дейтериевый эксцесс - d_{exc}): $d_{\text{exc}} = \delta\text{D} - 8\delta^{18}\text{O}$. Для точек, лежащих на GMWL, $d_{\text{exc}} = 10$ ‰. Образцы с d_{exc} более 10 ‰ располагаются на $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ -диаграмме выше GMWL, менее 10 ‰ - ниже.

На рис. 2 приведены $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ -диаграммы для позднеплейстоценовых (каргинское и сартанское время), голоценовых и современных ПЖЛ и ТЛ (соответственно рис. 2, $a-v$ и z). Как видно из диаграмм, точки, соответствующие изотопному составу образцов ТЛ и ПЖЛ, образуют два "облака", соотношение $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ для которых описывается линейными уравнениями регрессии $\delta\text{D} = a\delta^{18}\text{O} + b$ (где a - угловой коэффициент, b - свободный член).

Значения коэффициентов a и b для ТЛ и ПЖЛ рассматриваемых нами возрастных групп различаются, а для сингенетических ТЛ позднего плейстоцена и голоцена эти показатели ниже, чем для одновозрастных сингенетических ПЖЛ (см. табл. 3). Низкие значения углового коэффициента для позднеплейстоценовых и голоценовых ТЛ объясняются процессами криогенного и испарительного фракционирования при их формировании [Деревягин и др., 2013]. Аналогичная картина наблюдается для современных атмосферных осадков: в дождевых осадках значения коэффициентов уравнения регрессии $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ ниже, чем в снеговых. По результатам многолетних полевых наблюдений в регионе коэффициент a равен 7.0 для дождевых и 7.7 для снеговых осадков, а величина свободного члена b составляет -12.9‰ (дождь) и 3.8 ‰ (снег) соответственно. Сходные данные получены в ходе трехлетних наблюдений за изотопным составом атмосферных осадков в пос. Тикси: соответственно 6.9 и -15.2 ‰ для дождевых и 7.9 и 4.8 ‰ для снеговых осадков.

Максимальные различия значений угловых коэффициентов (a) для ТЛ и ПЖЛ наблюдаются в каргинский период и обусловлены уменьшением коэффициента для ТЛ до минимальных величин: 6.2 против 8.3 для ПЖЛ. В последующий сартанский период этот коэффициент для ПЖЛ практически не изменился (8.2), в то время как для ТЛ он составил 7.7 (см. табл. 3). В голоцене этот параметр для ТЛ достигает 6.2 и равен значению в каргинский период. Различия значений углового коэффициента a в каргинское, сартанское время и в голоцене, вероятно, отражают соотношение снеговых и дождевых вод в формировании ТЛ, интенсивность криогенного и испарительного фракционирования и связаны с высокой контрастностью климата в заключительной стадии плейстоцена и в голоцене. Периоды с очень холодными зимами, не имеющими аналогов в голоцене, и прохладным сухим летом чередовались в позднем плейстоцене с периодами с умеренно холодными зимами и прохладным летом [Sher et al., 2005]. Для климата голоцена характерно влажное и относительно теплое лето (распространение кустарниковой тундры и лесотундры) и повышение зимних температур [Деревягин и др., 2010].

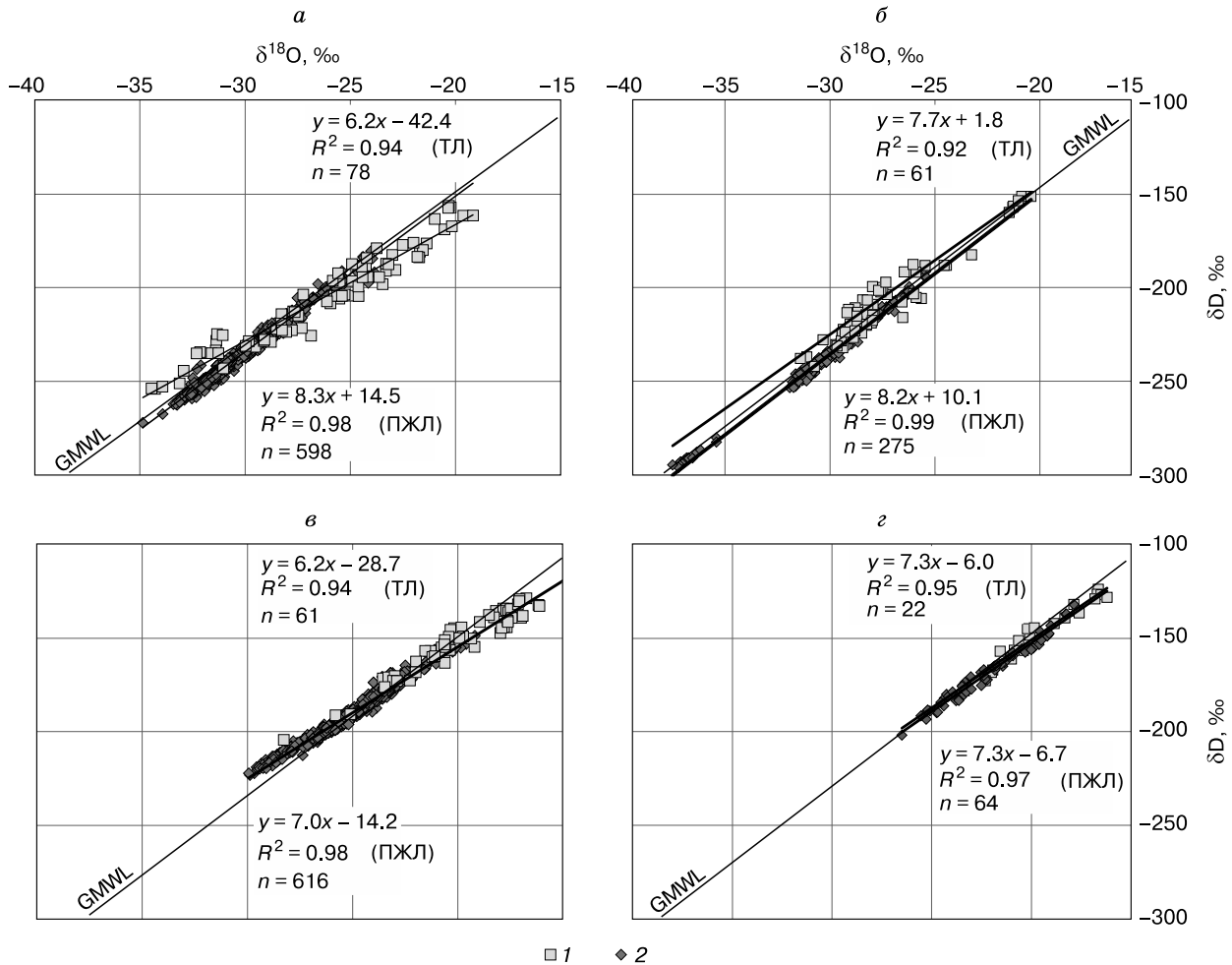


Рис. 2. $\delta^{18}\text{O}$ – δD -диаграммы и уравнения регрессии для образцов ТЛ и ПЖЛ:

a – каргинских, *б* – сартанских, *в* – голоценовых, *г* – современных (моложе 100 лет). R^2 – коэффициент корреляции, n – число образцов. 1 – ТЛ; 2 – ПЖЛ.

Существенное уменьшение углового коэффициента уравнений регрессии на рубеже позднего плейстоцена и голоцена для ПЖЛ с 8.2 до 7.0 и увеличение более чем в два раза средних значений избытка d_{exc} с 5.1 до 10.1 ‰ (см. табл. 3) могут быть связаны с изменением положения источника питания атмосферных осадков в зимний период [Meyer et al., 2002b].

Современные ПЖЛ и ТЛ отличаются тем, что значения углового коэффициента уравнения регрессии у них совпадают ($a = 7.3$) и близки к угловому коэффициенту локальной линии метеорных вод для региона (7.6). Соответствующие им линии на δD – $\delta^{18}\text{O}$ -диаграмме располагаются параллельно относительно друг друга. При этом линия, соответствующая образцам ПЖЛ, располагается немного выше линии ТЛ, что находит отражение в значениях коэффициента b (см. табл. 3).

Определение избытка дейтерия для образцов подземных льдов показало, что разница между максимальными и минимальными значениями этого параметра у ТЛ значительно (до 1.5–2 раз) выше, чем у ПЖЛ. Для всей совокупности образцов текстурных льдов d_{exc} изменяются от –10.8 до 24.2 ‰, а для ПЖЛ – от –4.4 до 18.0 ‰. Эти данные подтверждают ранее сделанный вывод о большей однородности изотопного состава ПЖЛ по сравнению с ТЛ, что связано с особенностями их генезиса и механизма формирования, в частности с влиянием процессов изотопного фракционирования.

Вариации изотопного состава на контактах повторно-жильных льдов с вмещающими отложениями

Характерной особенностью криогенного строения отложений ледового комплекса являются па-

раллельно-слоистые шлировые криогенные текстуры, так называемые “пояски”, подчеркивающие, а иногда создающие эффект слоистости вмещающих ПЖЛ-отложений [Романовский, Каплина, 1969]. Пояски располагаются между жильными льдами по всему разрезу ледового комплекса, присоединяясь без видимой границы непосредственно к ПЖЛ, как правило, имея вблизи жилы характерный вертикальный изгиб. Конфигурация шлиров сегрегационного льда соответствует былой изотермической поверхности в основании слоя протаивания в полигонах, а сами шлиры образуются при промерзании снизу. Источником влаги формирующихся сегрегационных льдов является грунтовая влага СТС, которая в свою очередь питается метеорными водами.

Мощность шлиров льда (поясков) варьирует в широких пределах – от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Расстояние между ними изменяется по разрезу от 10–20 до 30–50 см. Лед поясков, как правило, чистый, прозрачный, с небольшим включением пузырьков воздуха. Между ледяными поясками криогенная текстура массивная, мелколинзовидная, неполносетчатая тонкошлировая, слоистая тонкошлировая. Средние значения весовой льдистости в суглинках и алевролитах ледового комплекса достигают 40–60 %, в оторфованных разностях – более 70 %.

Аласные отложения также характеризуются очень высокой льдистостью (весовая льдистость более 60–70 %), обусловленной поясковой и слоистой криотекстурой. Толщина ледяных шлиров достигает 2–5 см, расстояние между ними 10–20 см. У тела жилы ледяные шлиры (как и в отложениях ледового комплекса) имеют характерный вертикальный изгиб.

На боковых контактах жильного льда с вмещающими отложениями нередко отмечается узкая полоса более чистого и прозрачного льда, иногда с вертикально ориентированными минеральными включениями в виде тонких прослоев. Эта полоса, названная “кайма”, связывается с процессами сегрегационного льдообразования [Соломатин, 1965]. Переход от мутного жильного льда к более чистому льду каймы – нечеткий, постепенный. С текстурообразующим льдом лед каймы сливается без каких-либо переходов, граница между ними прослеживается лишь в полярной форме и размерам кристаллов. Видимая ширина каймы непостоянна и изменяется от 1–3 до 5 см. Петрографические особенности боковых контактов ПЖЛ подробно описаны в работах В.И. Соломатина [1965, 1973].

За период с 1994 по 2007 г. в Лаптевоморском регионе авторами были детально обследованы и опробованы ($\delta^{18}\text{O}$, δD) 82 позднеледниковых (ледовый комплекс) и голоценовых (аласный и аллювиальный комплексы) ПЖЛ. Опробование

ПЖЛ проводилось по горизонтальным профилям по разработанной методике [Деревягин и др., 2010; Meyer et al., 2002b]. Визуально кайма – полоса (шириной 3–5 см) чистого прозрачного льда, по контакту ПЖЛ и вмещающих пород – наблюдалась лишь в 16 из 82 ПЖЛ (менее 20 %). В подавляющем числе случаев кайма зафиксирована в голоценовых отложениях в дельте Лены (12 ПЖЛ) и лишь в 4 ПЖЛ каргинского возраста на п-ове Быковский и о. Большой Ляховский. В ПЖЛ сартанского возраста визуально кайма не наблюдалась.

Вместе с тем резкие изменения изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$, δD , d_{exc}) на контакте ПЖЛ и вмещающих пород были установлены в 54 из 82 ПЖЛ (66 %). Изменения изотопного состава затрагивают как ПЖЛ, так и текстурные льды. В теле жилы при приближении к боковому контакту наблюдается резкое утяжеление изотопного состава $\delta^{18}\text{O}$ (δD). Увеличение концентраций ^{18}O варьирует от 2–3 до 5–7 ‰. Значения d_{exc} при этом уменьшаются на 3–7 ‰, а в отдельных случаях – на 10–12 ‰, достигая отрицательных значений. Эти изменения отмечаются в полосе ПЖЛ шириной от 3–5 до 10 см и с удалением от контакта затухают. Характерно, что варьирование $\delta^{18}\text{O}$ может в некоторых случаях затрагивать только один борт ПЖЛ, практически не изменяясь на противоположном борту. Иногда изменения фиксируются только по значениям d_{exc} , в то время как параметр $\delta^{18}\text{O}$ (δD) меняется незначительно. В результате отмечаемого утяжеления изотопный состав ПЖЛ приближается по своим значениям к изотопному составу ТЛ вмещающих пород.

В шлирах льда (поясках), припаянных к ПЖЛ, наблюдается обратное явление: облегчение изотопного состава (на 0.5–30 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$) по мере приближения к ПЖЛ [Деревягин и др., 2005]; значения d_{exc} при этом увеличиваются на 0.5–2.0 ‰. Эти изменения фиксируются на расстоянии 0.3–0.5 м от ПЖЛ.

Отражение климатических изменений в изотопном составе текстурных и повторно-жильных льдов

Наиболее ярко изменения изотопного состава ТЛ и ПЖЛ выражены в связи с голоценовым потеплением климата. Потепление климата сходным образом отразилось на характеристиках изотопного состава как ТЛ, так и ПЖЛ (см. табл. 2, 3): голоценовые льды стали в среднем тяжелее (значения $\delta^{18}\text{O}$), для ТЛ – на 7.5 ‰, для ПЖЛ – на 5.1 ‰. При этом средние значения избытка дейтерия для ТЛ несколько уменьшились – на 3.6 ‰, а для ПЖЛ увеличились – на 5 ‰. Заметные изменения произошли в параметрах уравнения регрессии δD – $\delta^{18}\text{O}$: для льдов обоих типов уменьшились значения углового коэффициента и свободного члена.

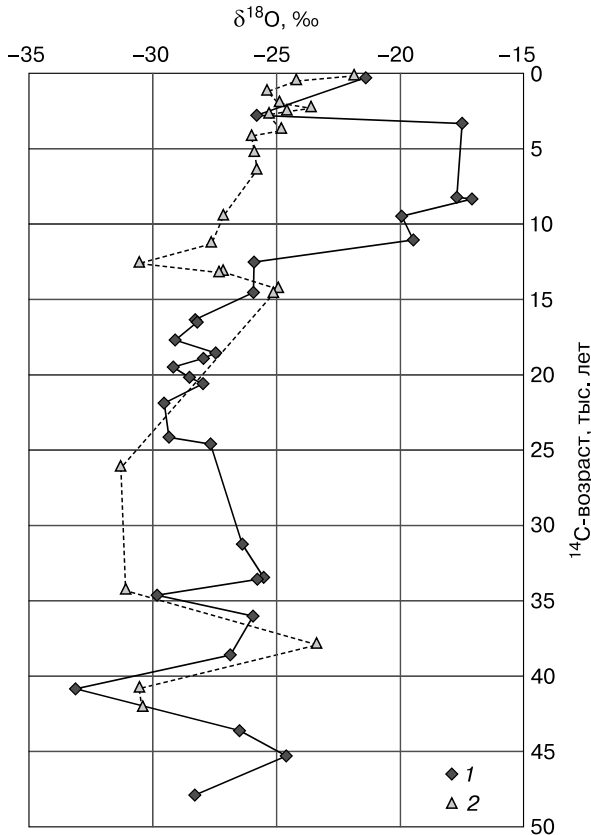


Рис. 3. Изменение изотопно-кислородного состава ($\delta^{18}\text{O}$) в позднелейстоценовых (возраст 50–10 тыс. лет) и голоценовых подземных льдах по датированным (^{14}C) образцам.

1 – ТЛ; 2 – ПЖЛ.

В ходе исследований был определен радиоуглеродный возраст 30 образцов ТЛ и 23 образцов ПЖЛ (см. табл. 1). Радиоуглеродные датировки наиболее древних образцов составили 47.9 тыс. лет (ТЛ) и 42.0 тыс. лет (ПЖЛ). На рис. 3, построенном по данным изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$) датированных образцов ТЛ и ПЖЛ, можно проследить изменения изотопно-кислородного состава в позднелейстоценовых (возраст 50–10 тыс. лет) и голоценовых подземных льдах.

Для наиболее древнего этапа (старше 34 тыс. лет) характерны резкие “пилообразные” колебания $\delta^{18}\text{O}$ ТЛ с экстремумами -33.1‰ (40.8 тыс. л. н.) и -24.6‰ (45.3 тыс. л. н.). При этом значения $\delta^{18}\text{O}$ ПЖЛ во многом повторяют ход графика ТЛ, оставаясь на некоторых участках немного тяжелее (на 1–2 ‰). Наличие “теплой” аномалии $\delta^{18}\text{O}$ ПЖЛ с -23.4‰ (около 38 тыс. л. н.) подтверждается увеличением $\delta^{18}\text{O}$ ТЛ с -33.1‰ (40.8 тыс. л. н.) до -25.9‰ (38.6 тыс. л. н.) и -25.1‰ (36.0 тыс. л. н.). Следует

отметить особенности геологического разреза отложений, формировавшихся в период 45–35 тыс. л. н.; здесь встречается большое количество линз и прослоев торфа [Schirmer et al., 2011]. Это дает основание предположить большую динамичность климата и ландшафтов.

В интервале 34–25 тыс. л. н. значения $\delta^{18}\text{O}$ ПЖЛ и ТЛ стабильны и находятся на уровне -30‰ – -31‰ и -25.5‰ – -27.7‰ соответственно. В последующий период (24–16 тыс. л. н.) эти показатели $\delta^{18}\text{O}$ ТЛ с небольшими осцилляциями сохраняются на весьма стабильном и низком уровне (-28.0‰ – -29.5‰). К сожалению, в интервале 34–15 тыс. л. н. есть всего три датированных образца ПЖЛ, и корректная интерпретация имеющихся данных затруднительна.

Конец сартанского периода–начало голоцена знаменуется быстрым ростом значений $\delta^{18}\text{O}$ ТЛ с -29.1‰ – -28.2‰ (17.7–16.5 тыс. л. н.) до -19.5‰ (11.1 тыс. л. н.). Тенденция к увеличению экстремально высоких значений $\delta^{18}\text{O}$ сохраняется до 8.3–8.2 тыс. л. н. (-17.7‰ – -17.1‰). По всей вероятности, отмеченное увеличение $\delta^{18}\text{O}$ ТЛ связано с потеплением климата, вызвавшим изменение (утяжеление) изотопного состава атмосферных осадков.

Первые датированные образцы ПЖЛ, относящиеся к началу голоценового потепления (14.2; 14.5 тыс. л. н.), имеют значения $\delta^{18}\text{O}$ -24.9‰ и -25.1‰ , что примерно на 5 ‰ тяжелее среднего значения для сартанского периода. Похолодание климата, соответствующее различным этапам дриаса, отчетливо фиксируется по образцам ПЖЛ (13.1–11.2 тыс. л. н.) с минимумом -30.5‰ (12.5 тыс. л. н.), что указывает на значительное снижение среднезимних температур воздуха в этот период. Достоверность этих данных подтверждается детальными исследованиями изотопного состава ПЖЛ, датированных молодым дриасом в Канадской Арктике [Meyer et al., 2010]. Особо отметим, что по имеющимся данным не зафиксировано снижение значений $\delta^{18}\text{O}$ ТЛ в период молодого дриаса. К сожалению, количество образцов недостаточно для обоснованных выводов.

Изотопный состав голоценовых ПЖЛ характеризуется серией из 12 датированных образцов в возрастном диапазоне от 9.3 тыс. л. н. до современного (<100 лет). Образцы в этом интервале имеют устойчивый тренд к утяжелению изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$) от -27.1‰ до -21.9‰ . Это на 3–8 ‰ выше значений для предшествующего холодного периода, соотносимого с дриасом (-30.5‰). Колебания $\delta^{18}\text{O}$ ПЖЛ отражают общий тренд к потеплению зимних климатических условий в регионе, продолжающийся до настоящего времени [Meyer et al., 2015].

С конца сартанского времени (11.1 тыс. л. н.) до позднего голоцена значения $\delta^{18}\text{O}$ ТЛ повыше-

ны – от -19.9% (9.5 тыс. л. н.) до -17.5% (3.3 тыс. л. н.). В последующий период (3.3–2.8 тыс. л. н.) отмечается резкое облегчение изотопного состава (до -25.8%), сменяющееся затем утяжелением до -21.4% . Современные средние значения $\delta^{18}\text{O}$ ТЛ и ПЖЛ равны -19.9 и -22.2% соответственно. Величина $\delta^{18}\text{O}$ для наиболее молодого из датированных образцов ПЖЛ (<100 лет), равная -21.9% , близка по значению к наиболее молодому из датированных образцов ТЛ (300 лет), которое составляет -21.4% .

Изотопная запись, составленная по датированным образцам подземных льдов, содержит значительные пробелы. Кроме того, климатический сигнал может быть существенно искажен действием других факторов. Это затрудняет палеоклиматическую интерпретацию данных об изменении изотопного состава подземных льдов. Дальнейшее развитие этого перспективного направления связано с получением новых данных и заполнением существующих лакун.

ВЫВОДЫ

1. Результаты исследования показали наличие существенных различий в характеристиках изотопного состава текстурных льдов и повторно-жильных льдов побережья моря Лаптевых:

– ТЛ изотопически тяжелее ПЖЛ в среднем на 4.2% для каргинских, на 3.0% для сартанских и на 5.4% для голоценовых льдов;

– изменчивость (размах значений) характеристик изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$, δD и d_{exc}) для ТЛ больше, чем для ПЖЛ;

– значение углового коэффициента (a) в уравнении регрессии $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ для позднплейстоценовых ТЛ ниже, чем в одновозрастных ПЖЛ; в голоценовых льдах это различие становится меньше, а в современных ТЛ и ПЖЛ угловые коэффициенты равны.

2. Выявленные различия в изотопных характеристиках ТЛ и ПЖЛ обусловлены особенностями их генезиса и механизма формирования. Одним из главных генетических факторов является соотношение талой снеговой и дождевой влаги в формировании этих льдов. Кроме того, на изотопные характеристики ТЛ существенное влияние могут оказывать процессы изотопного фракционирования и состав вмещающих пород (наличие торфа).

3. В зоне контакта ПЖЛ и ТЛ наблюдается изменение их изотопного состава, указывающее на наличие массообмена между ними в процессе формирования. Ширина этой зоны в ПЖЛ составляет до 10 см, во вмещающих породах (ТЛ) – до 50 см. Она включает фрагменты жильного льда на боковых контактах с измененной текстурой (“кайма”) и части ледяных шпиров (“поясков”) во вмещающих жильные льды отложениях.

4. Глобальное потепление климата в конце позднего плейстоцена выразилось в повышении средних значений $\delta^{18}\text{O}$ в ТЛ на 7.5% , а в ПЖЛ – на 5.1% . Большая величина изотопного сдвига в ТЛ, вероятно, отражает увеличение летних температур и дождевых осадков. Современное (последние 100 лет) потепление климата, выразившееся в потеплении зим, сказалось только на изотопном составе ПЖЛ, в то время как средние значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD в ТЛ мало отличались от более древних голоценовых образований.

5. Анализ временных рядов значений $\delta^{18}\text{O}$ по ^{14}C -датированным образцам ТЛ и ПЖЛ показывает, что они отражают и сходным образом реагируют на крупномасштабные изменения климата за последние 40–45 тыс. лет. В то же время реакция изотопного состава ТЛ и ПЖЛ на палеоклиматические события может различаться, что связано с особенностями их генезиса. Пополнение банка данных изотопного анализа датированных образцов ПЖЛ и ТЛ будет способствовать реконструкции климатических изменений и их прогнозированию

Литература

- Васильчук Ю.К.** Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций) / Ю.К. Васильчук. М., Изд. ОТП РАН; МГУ; ПНИИС, 1992, т. 1, 420 с.; т. 2, 264 с.
- Геокриология СССР.** Средняя Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Недра, 1989, 414 с.
- Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Майер Х.** Температурные условия зим Лаптевоморского региона за последние 50 тысяч лет в изотопной записи повторно-жильных льдов // Криосфера Земли, 2010, т. XIV, № 1, с. 32–40.
- Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Майер Х.** Новейшие климатические изменения по данным изотопного анализа подземных льдов // Материалы IV Конференции геокриологов России. М., Универ. книга, 2011, т. 2, с. 47–52.
- Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Майер Х., Опель Т., Ширрмайстер Л., Веттерих С.** Изотопный состав текстурных льдов побережья моря Лаптевых // Криосфера Земли, 2013, т. XVII, № 3, с. 27–34.
- Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Майер Х., Сыромятников И.И.** Изотопный состав сегрегационных льдов ледового комплекса п-ова Быковский // Материалы III Конференции геокриологов России. М., Изд-во Моск. ун-та, 2005, т. 1, с. 162–168.
- Романовский Н.Н., Каплина Т.Н.** Типы изгибания слоев в полигонально-жильных системах // Мерзлотные исследования. М., Изд-во Моск. ун-та, 1969, вып. IX, с. 57–68.
- Соломатин В.И.** О структуре полигонально-жильного льда // Подземный лед. М., Изд-во Моск. ун-та, 1965, вып. II, с. 46–73.
- Соломатин В.И.** Сегрегационные процессы на боковых контактах полигонально-жильных льдов // Проблемы криолитологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1973, вып. 3, с. 183–192.
- Andreev A.A., Schirrmeister L., Siegert Ch. et al.** Paleoenvironmental changes in northeastern Siberia during the Late Quaternary – evidence from pollen records of the Bykovsky Peninsula // Polarforschung, 2002, vol. 70, p. 13–27.

- Dansgaard W.** Stable isotopes in precipitation // *Tellus*, 1964, vol. 16, p. 436–468.
- Mackay J.R.** Oxygen isotope variations in Permafrost, Tuktoyaktuk Peninsula area, Northwest Territories // *Current Res., Pt B, Geol. Surv. Can.*, 1983, Pap. 83-1B, p. 67–74.
- Meyer H., Dereviagin A.Yu., Siegert Ch., Hubberten H.-W.** Hydrogen and oxygen isotopes in ground ice – A valuable tool for paleoclimatic studies on Big Lyakhovsky Island, North Siberia // *Permafrost and Periglacial Processes*, 2002a, vol. 13, p. 91–105.
- Meyer H., Dereviagin A.Yu., Siegert Ch., Hubberten H.-W.** Paleoclimate studies on Bykovsky Peninsula, North Siberia – hydrogen and oxygen isotopes in ground ice // *Polarforschung*, 2002b, vol. 70, p. 37–51.
- 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.
- Meyer H., Opel T., Laepple T., Dereviagin A.Yu., Werner M., Hoffmann K.** Long-term winter warming trend in the Siberian Arctic during the mid to late Holocene // *Nature Geoscience*, 2015, vol. 8, No. 2, p. 122–125, doi:10.1038/ngeo2349.
- Opel T., Dereviagin A.Yu., Meyer H., Wetterich S.** Paleoclimatic information from stable water isotopes of Holocene and recent ice wedges at the Oyogoss Yar coast region (Northeastern Siberia) // *Permafrost and Periglacial Processes*, 2011, vol. 24, p. 84–100, doi: 10.1002/ppp.667.
- 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., Wetterich S., Meyer H., Schwamborn G., Babiy O., Dereviagin A.Yu., Siegert Ch.** 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, iss. 1–2, p. 3–25.
- 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.
- Vaikmae R.** Oxygen isotopes in permafrost and ground ice – a new tool for paleoclimatic investigations // *Proc. of the 5th Working Meeting “Isotopes in Nature”*. Leipzig, DDR, 1989, p. 543–553.
- 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
25 декабря 2014 г.