

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.89

<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-463>

О возможности реконструкции климатического сигнала в нарушенной записи изотопного состава древнего льда (0,4–1,2 млн лет назад) в керне станции Восток (Центральная Антарктида)

© 2019 г. А.А. Екайкин^{1,2*}, В.Я. Липенков¹, А.Н. Верес^{1,2}, А.В. Козачек¹, А.А. Скакун^{1,3}¹Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия;²Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия;³Центральная астрономическая (Пулковская) обсерватория, Санкт-Петербург, Россия

*ekaykin@aari.ru

On the possibility to restore the climatic signal in the disturbed record of stable water isotope content in the old (0.4–1.2 Ma) Vostok ice (Central Antarctica)

A.A. Ekaykin^{1,2*}, V.Ya. Lipenkov¹, A.N. Veres^{1,2}, A.V. Kozachek¹, A.A. Skakun^{1,3}¹Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia;²Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia;³Central Astronomic (Pulkovo) Observatory, St. Petersburg, Russia

*ekaykin@aari.ru

Received August 6, 2019 / Revised August 30, 2019 / Accepted September 19, 2019

Keywords: *Antarctica, ice cores, Mid-Pleistocene Transition, old ice, paleoclimate, stable water isotopes, Vostok station.*

Summary

In this work we have presented new detailed (with the resolution of 10 cm) stable water isotope (δD and $\delta^{18}O$) profile measured in the central Antarctic Vostok ice core section that contains old ice with the age from 0.4 to 1.2 million years. To interpret these data we have developed a model of molecular diffusion in ice and determined the value of so-called «diffusion length». We have demonstrated that the climatic signal in this ice interval is disturbed by a combination of two processes, ice layer folding (that is accompanied by layer overturning and mixing) and molecular diffusion. The whole old ice interval can be divided in 5 zones that differ in terms of character and intensity of these two processes. In three of these zones the climatic signal is partly preserved and could be restored to some extent. However, in the most interesting and old zone 5 (0.75–1.2 Ma) the climatic signal is nearly completely erased and could hardly be reconstructed. At the same time, the isotopic records obtained from the Vostok old ice have preserved the information on the mean level of the isotopic content of ice in glacial and interglacial stages. This gives an opportunity to reveal and study long-term climatic trends with typical duration longer than main climatic cycles (40–100 ka).

Citation: Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Veres A.N., Kozachek A.V., Skakun A.A. On the possibility to restore the climatic signal in the disturbed record of stable water isotope content in the old (0.4–1.2 Ma) Vostok ice (Central Antarctica). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019. 59 (4): 437–451. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-463>.

Поступила 6 августа 2019 г. / После доработки 30 августа 2019 г. / Принята к печати 19 сентября 2019 г.

Ключевые слова: *Антарктида, древний лёд, ледяные керны, палеоклимат, среднеледстоценовый переход, стабильные изотопы воды, станция Восток.*

Представлены новые детальные данные (с разрешением 10 см) об изотопном составе (δD и $\delta^{18}O$) керна со станции Восток в интервале 3318–3537 м, содержащего древний лёд возрастом 0,4–1,2 млн лет. Показано, что климатический сигнал в этом интервале льда сильно искажён совместным действием стратиграфических нарушений в залегании ледяных слоёв и молекулярной диффузии. Сделана попытка частично восстановить климатический сигнал в отдельных интервалах древнего льда.

Введение

Поиск и последующее изучение древнейшего на планете льда с возрастом более миллиона лет — одна из наиболее актуальных задач современной палеогеографии и гляциологии [1]. Основной мотивацией для постановки этой задачи служит необходимость объяснения загадки так называемого «среднеплейстоценового перехода» (МРТ — Mid-Pleistocene Transition) — глобально-глобального изменения климата планеты около 1 млн лет назад. Считается, что главным фактором, ответственным за МРТ, было постепенное снижение концентрации CO_2 в атмосфере в течение плейстоцена [2]. Единственный прямой источник данных о концентрации парниковых газов в атмосфере Земли, которые могли бы подтвердить или опровергнуть эту гипотезу, — антарктические ледяные керны, а имеющийся в настоящее время наиболее длинный ряд CO_2 по керновым данным охватывает немногим более 800 тыс. лет [3].

В ближайшее время в Антарктиде планируется целый ряд проектов бурения древнего льда, которые будут вести европейские, австралийские, японские, китайские и американские специалисты (см. обзор в [4]). К одному из наиболее перспективных в этом «кусте» проектов относится Beyond-EPICA-Oldest Ice — европейский проект бурения в районе станции Конкордия, на так называемом «малом Куполе С», который был официально запущен 1 июня 2019 г. и продлится до 31 мая 2025 г. [5]. Однако даже при поднятии древнего льда на поверхность исследователи должны быть готовы к тому, что климатический сигнал в нём будет модифицирован или полностью нарушен. Действительно, во всех буровых проектах Гренландии и Антарктиды, скважины которых достигли придонных слоёв льда, климатическая запись оказалась искажённой в результате нарушения естественного залегания слоёв (если слои древнего льда не были уничтожены донным таянием, как в керне WAIS Divide [6]). Именно поэтому опыт изучения возможности восстановления климатического сигнала в базальных слоях льда будет востребован при интерпретации данных будущих глубоких кернов.

Российский проект поиска и исследования древнего льда — VOICE (Vostok Old Ice Challenge) [7] — имеет то неоспоримое преимущество, что у отечественных учёных уже есть об-

разцы древнего льда, полученные ещё в конце 1990-х годов при бурении скв. 5Г-1 на станции Восток в интервале глубин 3318–3538 м. Недавние успехи в датировании керна из этого интервала тремя независимыми абсолютными методами позволили разработать хроностратиграфическую шкалу древнего антарктического льда, залегающего в районе станции Восток [8]. Согласно этой датировке (GTSIII-Hydrate), возраст льда на глубине 3537 м достигает 1256 тыс. лет с погрешностью порядка 150 тыс. лет.

Задачи настоящей работы — анализ изотопного профиля древнего льда возрастом 0,4–1,2 млн лет со станции Восток, изучение роли различных факторов (макро- и микроскладчатости, молекулярной диффузии) в искажении климатического сигнала в этом льде и исследование возможности восстановления этого сигнала.

Методика

Лабораторные измерения изотопного состава древнего льда станции Восток. Первые данные об изотопном составе атмосферного льда в интервале керна 3318–3538 м скв. 5Г-1 со станции Восток были рассмотрены в статьях [9, 10]. Измерения выполнялись в 1999 г. в Лаборатории наук о климате и окружающей среде (LSCE, г. Сакле, Франция) с разрешением 1 м. Однако такого низкого разрешения недостаточно для исследования высокочастотной изменчивости изотопного состава древнего льда, поэтому мы провели повторные измерения изотопного состава (δD , $\delta^{18}\text{O}$, dxs) этого интервала с разрешением 10 см по кернам двух параллельных скважин: 5Г-1 и 5Г-3.

Керн 5Г-1 из скважины, пробуренной в 1998 г., был измерен с разрешением 10 см в интервале 3310–3539 м в Лаборатории изменений климата и окружающей среды (ЛИКОС ААНИИ, Санкт-Петербург) на лазерных анализаторах Picarro L-2120 и L-2140. Общее число измеренных проб — 2300. Через каждые пять образцов измерялся рабочий стандарт VOS (изготовлен из современного поверхностного снега станции Восток), калиброванный относительно стандартов МАГАТЭ VSMOW-2, SLAP и GISP. Воспроизводимость результатов, оценённая путём повторного измерения случайно выбранных образцов ($\approx 10\%$ общего количества), составила

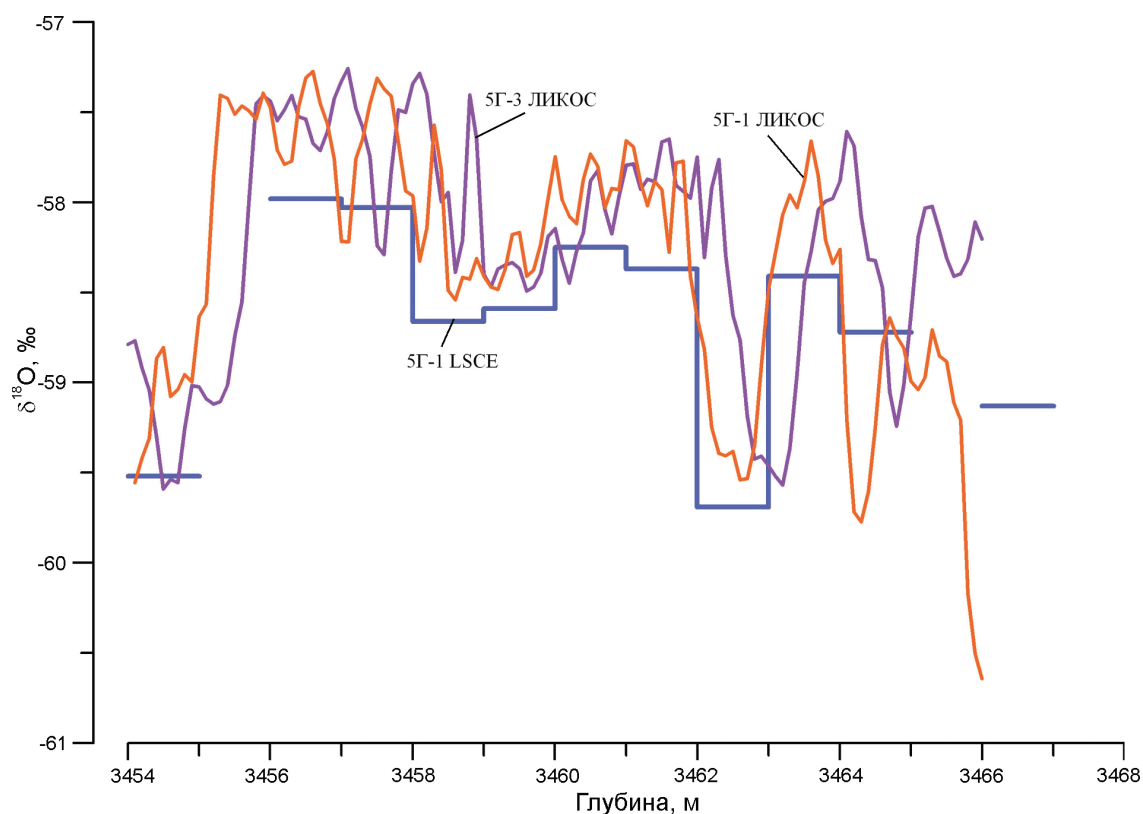


Рис. 1. Пример сопоставления результатов измерения изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$) в интервале глубины 3454–3467 м керна древнего льда.

Измерения выполнены по двум разным кернам (5Г-1 и 5Г-3) в двух разных лабораториях (соответственно LSCE, Франция, и ЛИКОС, Россия)

Fig. 1. An example of comparison of the results of stable water isotopic measurements ($\delta^{18}\text{O}$) in interval 3454–3467 m of the old ice core.

The measurements were performed in two different cores (5Г-1 and 5Г-3) in two different laboratories (LSCE, France, and CERL, Russia)

0,6 ‰ для δD и 0,06 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$. Такая погрешность измерений удовлетворительна для целей настоящего исследования, поскольку она на 1–2 порядка меньше естественной изменчивости изотопного состава льда.

Керн 5Г-3 из скважины, пробуренной в 2012–2015 гг., проанализирован также в ЛИКОС ААНИИ по указанной выше методике с разрешением 10 см в интервале 3439–3539 м. Общее число измеренных проб – 1000.

Результаты измерения всех трёх серий (данные LSCE 1999 г. с разрешением 1 м и данные ЛИКОС по скв. 5Г-1 и 5Г-3 с разрешением 10 см) имеют систематический сдвиг относительно друг друга как по глубине, так и по значению изотопного состава (рис. 1). Это обусловлено: а) погрешностью определения глубины зарезания ствола скв. 5Г-3 относительно ствола скв. 5Г-1; б) систематическим сдвигом между средними значени-

ями изотопного состава, измеренными в разных лабораториях, в результате использования разных методик измерения, лабораторных стандартов и т.д. Так, между кернами 5Г-1 и 5Г-3 сдвиг по глубине в интервале 3439–3500 м составляет 0,6 м (5Г-3 глубже, см. рис. 1), а в интервале 3500–3539 м он постепенно увеличивается до 0,8 м. Поэтому в значения глубины керна 5Г-3 ввели поправку ($-0,6 \div -0,8$ м).

Все измерения, выполненные в ЛИКОС, приведены по уровню изотопных значений к данным лаборатории LSCE, чтобы вновь измеренный интервал древнего льда был методически однороден с ранее опубликованной «точной» изотопной кривой [11]. Для этого мы использовали ряд 5Г-1 с разрешением 1 м, который не вошёл в сводный ряд с разрешением 10 см, но был применён для расчёта систематического сдвига между двумя лабораториями (см.

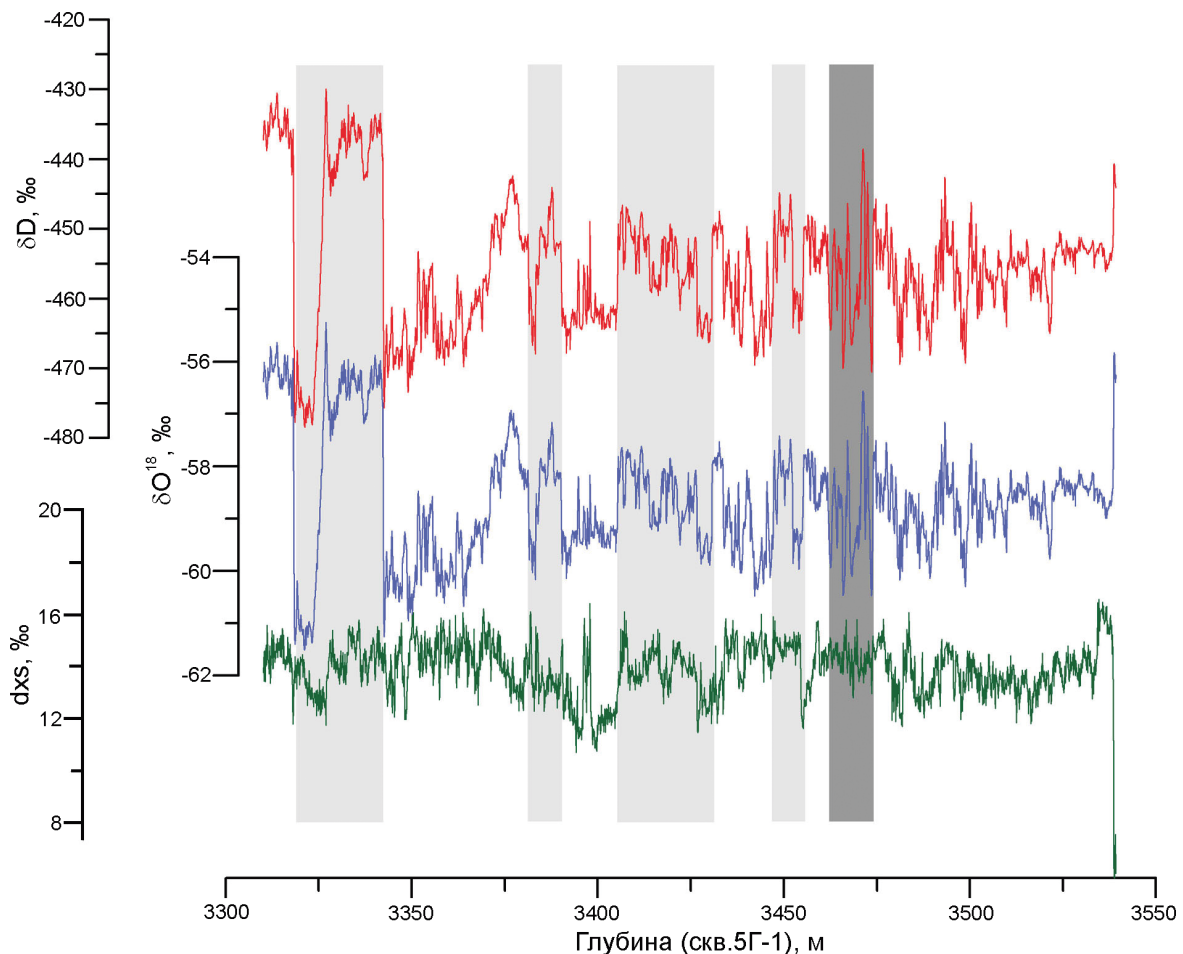


Рис. 2. Сводные профили изотопного состава (δD , $\delta^{18}O$, dxs) в интервале 3310–3539 м глубокого ядра станции Восток.

Серой заливкой показаны интервалы ледяного ядра, предположительно перевёрнутые в ходе макроскладчатости (см. текст). Тёмно-серая заливка – интервал льда со следами более мелкомасштабной складчатости

Fig. 2. Stacked profiles of stable water isotopic content (δD , $\delta^{18}O$, dxs) in interval 3310–3539 m of Vostok deep ice core. Grey shading shows the ice core intervals that presumably have been overturned during ice layer folding (see text). Dark-grey shading is the ice interval with the signature of smaller-scale folding

рис. 1). В значения измеренных в ЛИКОС рядов 5Г-1 и 5Г-3 (которые хорошо согласуются между собой по среднему уровню) были введены поправки, равные $-0,33\text{‰}$ для ^{18}O и $-0,4\text{‰}$ для D , для приведения к уровню значений LSCE. Окончательные сводные ряды изотопного состава (δD , $\delta^{18}O$ и dxs) приведены на рис. 2.

Резкое изменение изотопного состава в конце профиля маркирует переход от атмосферного к озёрному льду на глубине 3538,5 м [12]. В дальнейшем исследовании мы используем изотопные данные в интервале 3310–3537 м. На рис. 2 на глубине 3318 м видно резкое изменение изотопного состава, когда концентрация тяжёлых изотопов на протяжении всего лишь около 40 см (см. также рис. 7)

изменяется от значений, характерных для межледниковья, до значений, типичных для ледникового периода. Как показано в исследовании [13], этот резкий изотопный переход обозначает верхнюю границу 24-метрового слоя льда, который оказался перевёрнутым в результате образования опрокинутой складки в придонной части ледника. Таким образом, глубина 3318 м, маркирующая начало стратиграфически нарушенной последовательности слоёв и имеющая возраст около 418 тыс. лет, представляет собой условное начало интервала «древнего» льда в ядре ст. Восток.

Молекулярная диффузия во льду. При интерпретации данных о стабильном изотопном составе древнего льда один из ключевых моментов –

оценка степени сглаживания изотопного сигнала за счёт молекулярной диффузии. Молекулярная диффузия в снегу и фирне стирает высокочастотные колебания изотопного состава [14]. Диффузия молекул воды в ледяной матрице на несколько порядков слабее по сравнению с диффузией водяного пара в поровом пространстве фирна, поэтому диффузией во льду часто пренебрегают. Однако в древнем льду, частицы которого долгое время (сотни тысяч лет) провели при относительно высокой температуре, этот процесс также может влиять на изотопный сигнал ледяного керна [15]. Интенсивность молекулярной диффузии во льду характеризуется так называемой «длиной диффузии» l [16] – средним квадратическим вертикальным перемещением молекул воды в снежно-фирновой или ледяной толще (численно равным 1σ гауссовского фильтра, в см ледяного эквивалента), которым необходимо сгладить исходный изотопный профиль с целью получения наблюдаемого профиля. Для расчёта длины диффузии данной частицы льда необходимо знать температурную историю этой частицы и степень сжатия толщины годовых слоёв относительно первоначальной толщины.

Итоговая длина диффузии l для льда возрастом t составит:

$$l = l_0 + \int_0^t \frac{dl}{dt} dt,$$

где l_0 – длина диффузии на границе фирн–лёд; скорость приращения длины диффузии может быть найдена решением уравнения [16]

$$\frac{dl^2}{dt} = 2\varepsilon(t)l^2 + 2D,$$

где $\varepsilon(t)$ – относительная скорость сжатия ледяных слоёв, равная

$$\varepsilon(t) = \frac{(dh/h)}{dt};$$

D – коэффициент самодиффузии молекул воды во льду; как правило, значения D вычисляются по формуле [17]

$$D = D_0 e^{\left(\frac{-Q}{RT}\right)},$$

где $D_0 = 12,5 \text{ см}^2/\text{с}$; $Q = 60,29 \text{ кДж/моль}$; T – температура льда, К.

Для наших расчётов мы берём значение $l_0 = 8 \text{ см}$, которое характерно для современных

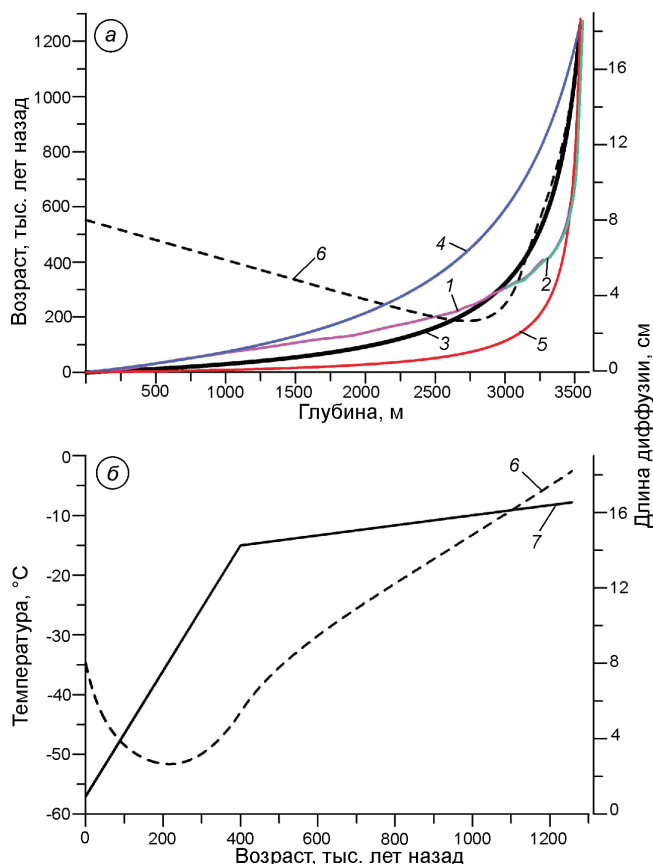


Рис. 3. Данные, использованные для расчёта длины диффузии в древнем льду станции Восток.

a – возраст льда (1–5) и длина диффузии (6) как функции глубины; 1 и 2 – датировка керна станции Восток по хроностратиграфическим шкалам AICC2012 [18] (1) и GTSIII-Hydrate [8] (2); 3 – упрощённая датировка, принятая в этой статье для расчёта длины диффузии (см. текст); 4 и 5 – альтернативные варианты упрощённой датировки (см. текст); *b* – температурная история ледяной частицы возрастом 1,2 млн лет (7) (см. текст) и длина диффузии (6) как функции возраста

Fig. 3. Data used to model the diffusion length in the Vostok old ice.

a – ice age (1–5) and diffusion length (6) as function of depth; 1 and 2 are Vostok ice core dating according to chronostratigraphic scales AICC2012 [18] (1) and GTSIII-Hydrate [8] (2); 3 – is simplified dating adopted in this work to calculate diffusion length (see text); 4 and 5 are alternative versions of the simplified dating (see text); *b* – temperature history of an ice parcel that has age of 1.2 Ma in the Vostok core (7) (see text) and diffusion length (6) as function of age

условий станции Восток [14], но, как будет показано далее, значение l_0 незначительно влияет на итоговую величину длины диффузии в древнем льду. Данные, использованные для расчёта длины диффузии в древнем льду станции Восток, показаны на рис. 3. Для расчёта длины диф-

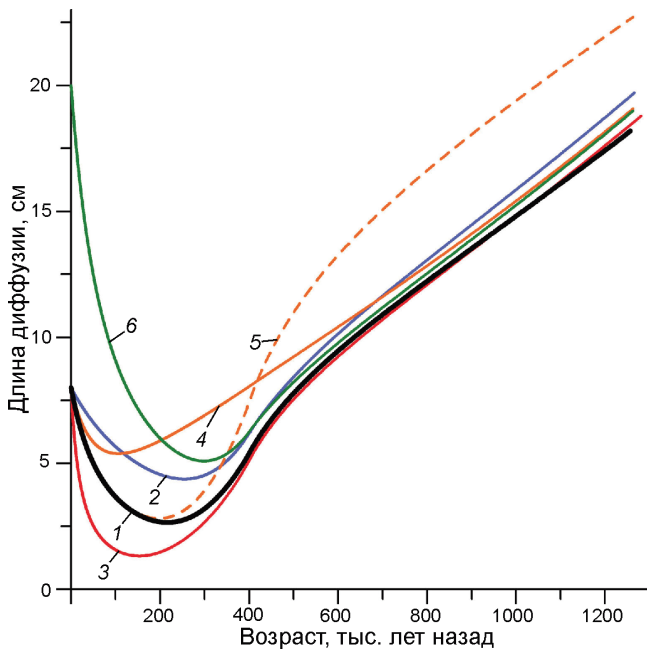


Рис. 4. Длина диффузии как функция возраста льда для различных сценариев модели.

Кривые (1–3) рассчитаны для разных вариантов упрощённой модели «глубина–возраст» (соответственно кривые 3–5 на рис. 3, а); 4 – то же, что 1, но для температуры поверхности ледника $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$; 5 – то же, что 1, но для температуры придонной части ледника от -8 до $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$; 6 – то же, что 1, но для $l_0 = 20$ см л.э.

Fig. 4. Diffusion length as a function of ice age for different model scenarios.

Curves (1–3) are calculated using different versions of the simplified «depth–age» model (correspondingly curves 3–5 in Fig. 3, a); 4 – same as 1, but for surface ice temperature $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$; 5 – same as 1, but for basal ice temperature from -8 to $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$; 6 – same as 1, but for $l_0 = 20$ cm i.e.

фузии в древнем льду оказалось неудобно использовать реальную датировку древнего льда GTSIII-Hydrate ([8], см. кривую 2 на рис. 3, а), так как функция скорости утончения толщины годовых слоёв в этом случае не монотонна, что приводит к физически невозможным значениям l для некоторых интервалов льда. Поэтому для расчёта l нами использовалась упрощённая функция «глубина–возраст» по модели Ная, в которой толщина годового слоя h на глубине z пропорциональна $(H - z)/H$, где H – толщина ледника в ледяном эквиваленте.

Полученная по упрощённой модели датировка показана на рис. 3, а чёрной линией (кривая 3). Толщина ледника принята равной 3770 м. При этом, чтобы получить на глубине 3537 м возраст 1,256 млн лет, средняя скорость снегонакопле-

ния должна составлять 4,56 см л.э./год, что существенно больше реальной средней скорости снегонакопления на станции Восток за последние 400 тыс. лет (1,77 см л.э./год [18]). За счёт большей скорости снегонакопления упрощённая датировка занижает возраст льда в верхней части ледяной толщи (до глубины примерно 2800 м), а потом – завышает в нижней части разреза.

Мы попробовали другие варианты настройки модели, два из которых показаны на рис. 3, а. Синей линией (кривая 4) показан вариант, при котором скорость снегонакопления равна 1,77 см л.э./год. При этом для получения желаемого возраста на глубине 3537 м толщина ледника должна быть равна 4200 м. При этом варианте модель хорошо воспроизводит возраст льда по датировке AICC2012 примерно до глубины 1000 м, а затем начинает завышать возраст в оставшейся толще ледника. Если уменьшить толщину ледника до 3600 м, то скорость снегонакопления должна быть равна 15,8 см л.э. При этом модель занижает возраст в верхней части ледника, а в нижней части ледника, примерно с глубины 3460 м, датировка по упрощённой модели примерно совпадает с датировкой древнего льда (кривая 5 на рис. 3, а). Из этого можно сделать вывод, что упрощённая модель не способна с удовлетворительной точностью описать распределение возраста по глубине во всей толще ледника. Однако, как будет показано далее, упрощённая датировка вполне пригодна для оценки длины диффузии в древнем льду.

На рис. 4 показаны разные варианты зависимости длины диффузии от возраста льда для различных сценариев. Вне зависимости от сценария все варианты имеют схожий характер изменения длины диффузии с глубиной/возрастом льда. В верхней части ледяной толщи до глубины порядка 2700 м (возраст льда 200–300 тыс. лет) длина диффузии уменьшается за счёт сжатия ледяных слоёв. В нижней части профиля наблюдается её быстрый рост по мере увеличения возраста и температуры льда. Основной вариант зависимости длины диффузии от возраста, рассчитанный по основному варианту упрощённой датировки (кривая 3 на рис. 3, а), показан на рис. 4 жирной чёрной линией (кривая 1) (он же показан пунктирной кривой 6 на рис. 3, а и б). Синей и красной кривыми на рис. 4 показаны значения длины диффузии для сценариев упрощённой модели «глубина–воз-

раст»; аналогичные цвета для данных сценариев использованы на рис. 3, а. В этом случае различия между кривыми наблюдаются лишь в левой части графика (до 400 тыс. лет), а окончательное значение длины диффузии определяется только итоговым значением возраста льда.

Для расчёта длины диффузии необходимо знать температурную историю данной частицы льда. Следуя результатам расчётов по двухмерной модели движения льда вдоль линии тока [19, 20], мы приняли упрощённую схему изменения температуры частицы льда возрастом 1,2 млн лет за время её перемещения от Ледораздела В до станции Восток: а) в первые 400 тыс. лет частица льда опускается вертикально в районе Ледораздела В от поверхности до придонной части ледника, при этом её температура повышается с -57 до -15 °С; б) далее, в течение следующих 800 тыс. лет, частица перемещается горизонтально вдоль ложа ледника до района станции Восток, при этом её температура повышается до -7 °С (соответствует температуре льда в скв. 5Г на глубине 3537 м [20]).

Если мы изменим начальную температуру поверхности снега с -57 до -20 °С, то в левой части профиля длины диффузии будут наблюдаться большие изменения, но окончательное значение останется практически неизменным (кривая 4 на рис. 4). Аналогично, если мы зададим начальную длину диффузии на границе «фирн-лёд» равной 20 см (вместо 8 см), то это повлияет лишь на часть профиля – до возраста льда менее 400 тыс. лет (кривая 6 на рис. 4). И лишь изменение температуры льда базальных слоёв, которые данная частица льда проходила за последние 800 тыс. лет своей траектории, вызывает заметное изменение длины диффузии в древнем льду. При этом только очень существенное (и в целом нереалистичное) изменение температуры льда 400 тыс. л.н. с -15 до -8 °С, а температуры льда возрастом 1,2 млн лет с -7 до -5 °С может заметно изменить длину диффузии (с 19 см до примерно 23 см). Иными словами: температурная история ледяной частицы в течение первых её 400 тыс. лет движения в леднике очень слабо влияет на длину диффузии в древнем льду.

Какую бы функцию «глубина–возраст» мы ни выбрали, единственно важное условие для нас – возраст в конце интервала древнего льда (3537 м) должен быть 1,2 млн лет. Исключитель-

но важный параметр, влияющий на длину диффузии в древнем льду – его температурная история в промежутке времени от 0,4 до 1,2 млн лет с начала траектории.

Влияние диффузии на изотопный профиль можно выразить через уменьшение начальной амплитуды A_0 квазипериодического колебания, имеющего длину волны λ :

$$A = A_0 e^{\left(-\frac{1}{2} l^2 \frac{4\pi^2}{\lambda^2}\right)}. \quad (1)$$

Например, при $l = 10$ см и длине волны 100 см изначальная амплитуда сигнала будет уменьшена примерно на 20%. При длине волны 400 см сигнал будет практически не затронут диффузией ($A/A_0 = 0,99$), а при длине волны 21 см он полностью сотрётся ($A/A_0 = 0,01$).

Результаты

Временной ряд изотопного состава древнего льда на отрезке времени 0,4–1,2 млн л.н. Представленный на рис. 2 изотопный профиль по ледяному керну станции Восток был использован для построения временного ряда изотопного состава в промежутке 0,4–1,2 млн л.н. Предварительно мы попытались восстановить исходную последовательность залегания ледяных слоёв, нарушенную в результате складкообразования. Один такой перевёрнутый слой, залегающий в интервале глубин 3318,3–3342,4 м (см. рис. 2), ранее был описан в работе [13]. Было показано, что, если этот интервал изотопного профиля перевернуть обратно, можно реконструировать практически ненарушенную последовательность климатических событий в конце 12-й – начале 11-й морских изотопных стадий (МИС12–МИС11).

Мы просканировали вновь измеренный детальный профиль изотопного состава атмосферного льда глубже 3342 м в поисках необычно резких изменений изотопного состава, которые могут указывать на перевёрнутые интервалы льда. При определении таких интервалов мы использовали два правила: а) каждому перевёрнутому интервалу должно соответствовать два резких скачка изотопного состава – в начале и в конце интервала; б) изотопные значения в начале/конце интервала должны соответствовать изотопным значениям в ненарушенных

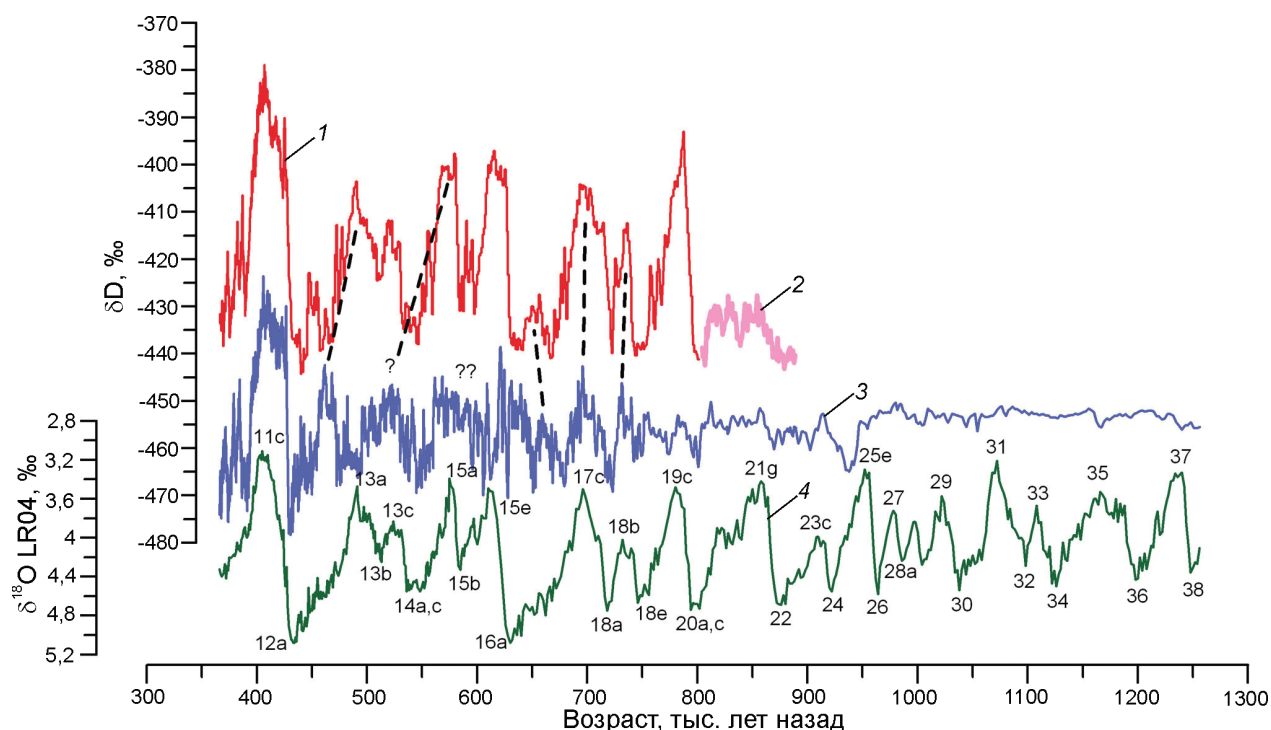


Рис. 5. Изменение изотопного состава антарктических ледяных кернов и морских донных осадков в интервале 0,37–1,26 млн лет.

1 – изотопный состав (концентрация дейтерия) по керну скважины EPICA DC в интервале 0,37–0,8 млн лет [21]; 2 – нарушенный изотопный сигнал в базальной части керна EPICA DC [22]; 3 – изотопный состав (концентрация дейтерия) в керне древнего льда станции Восток (настоящая работа); 4 – сводный климатический ряд по кернам морских донных осадков (шкала перевернута) [23]. Цифрами подписаны номера морских изотопных стадий (МИС)

Fig. 5. The variability of isotopic composition of Antarctic ice cores and marine sediments in time interval 0.37–1.26 Ma.

1 – isotopic composition (deuterium concentration) of EPICA DC ice core in interval 0.37–0.8 Ma [21]; 2 – disturbed isotopic signal in the bottom part of EPICA DC ice core [22]; 3 – isotopic composition (deuterium concentration) in Vostok old ice (this work); 4 – stacked climatic record from marine sediments (the scale is reversed) [23]. The numbers depict Marine Isotopic Stages (MIS)

слоях ледника после/до перевернутого интервала (например, в интервале 3318–3342 м изотопные значения на 3318 м соответствуют изотопным значениям на 3343 м, а значения на 3342 м – значениям на 3317 м). Таким образом, нам с большой степенью уверенности удалось выделить ещё три перевернутых интервала льда: 3381,5–3390,1 м; 3405,4–3430,6 м; 3447,1–3455,1 м (выделены серой заливкой на рис. 2). Кроме того, был выявлен ещё интервал 3462,1–3474,0 м (выделен тёмно-серой заливкой на рис. 2), в котором шесть слоёв с относительно лёгким (ледниковым) изотопным составом льда толщиной от 0,5 до 3 м (в среднем 1,2 м) перемежаются с пятью слоями с относительно тяжёлым (межледниковым) изотопным составом льда толщиной от 0,5 до 1,1 м (в среднем 0,9 м). Глубже 3474 м обнаружить подобные резкие изменения изотопного состава ледяного керна не удалось.

Мы восстановили исходную последовательность залегания ледяных слоёв, перевернув упомянутые выше четыре интервала льда между 3318 и 3455 м (интервал 3462–3474 м оставили нетронутым ввиду невозможности восстановить исходное залегание слоёв), и построили откорректированный таким образом изотопный ряд древнего льда с помощью временной шкалы GTSIII-Hydrate (рис. 5). Чётко видно, что характер изотопного сигнала (его форма и амплитуда) в древнем льду очень сильно меняется с глубиной/возрастом льда.

По-видимому, можно утверждать, что изотопные стадии МИС11–МИС13 (400–500 тыс. л.н.) практически полностью сохранились в керне станции Восток. Сдвиг климатической кривой на станции Восток, которая «отстаёт» от кривой керна EPICA DC примерно на 28 тыс. лет, легко объяснить погрешностью шкалы GTSIII-Hydrate – на

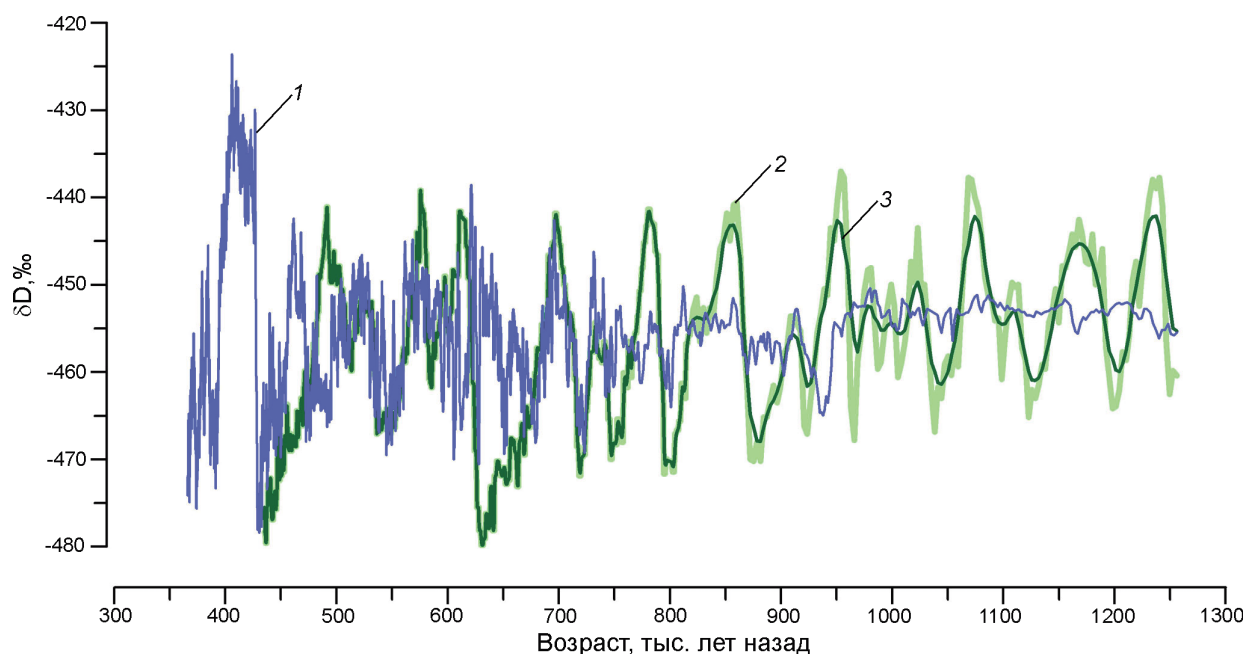


Рис. 6. Оценка влияния диффузионного сглаживания на временной ряд изотопного состава древнего льда по керну станции Восток.

1 – экспериментальные данные; 2 – суррогатный климатический изотопный ряд для станции Восток (см. текст); 3 – то же, что 2, но сглажено с помощью модели молекулярной диффузии. Кривые 2 и 3 показаны, начиная с возраста 435 тыс. лет, поскольку для более молодого льда они полностью совпадают с кривой 1

Fig. 6. Impact of diffusive smoothing on time-series of isotopic composition of Vostok old ice.

1 – experimental data; 2 – a surrogate climatic curve of Vostok ice isotopic composition (see text); 3 – same as 2, but smoothed with the use of molecular diffusion model. Curves 2 and 3 are shown starting from the age of 435 ka, since for the younger ice they completely coincide with curve 1

данном отрезке временной шкалы она составляет порядка ± 50 тыс. лет. Также в керне станции Восток можно видеть сильно искажённые остатки стадии МИС15а (560–580 тыс. л.н.). Стадии 15b–16а (590–640 тыс. л.н.) практически полностью разрушены. Ещё ниже можно видеть относительно неплохо сохранившиеся стадии 17с–18b (690–740 тыс. л.н.), но с заметно уменьшенной амплитудой. Наконец, лёд глубже 3500 м (возраст больше 750 тыс. лет) характеризуется сильно уменьшенной амплитудой, которая практически обращается в ноль в нижней части керна. Естественно, объяснить одним лишь перемешиванием ледяных слоёв в масштабе от метров до нескольких десятков метров такое искажение сигнала невозможно, поэтому далее мы рассмотрим влияние молекулярной диффузии на исходный сигнал.

Возможное изменение климатического сигнала древнего льда в результате диффузионного сглаживания. Проверим степень сглаживания начального климатического сигнала древнего льда по керну станции Восток в результате молекулярной диф-

фузии, используя представленную ранее модель диффузии. Для этого возьмём ожидаемый климатический сигнал в Центральной Антарктиде в интервале 0,4–1,2 млн л.н., сгладим его с помощью модели молекулярной диффузии и сравним с реально измеренным. В качестве суррогатного климатического сигнала по ледяному керну используем сводную морскую изотопную кривую (принимая во внимание тот факт, что климат Антарктиды по данным кернов и климат Земли по данным морских донных осадков обнаруживает исключительно тесную корреляцию на протяжении последних 800 тыс. лет [21]), масштабированную таким образом, чтобы воспроизвести амплитуду изотопного сигнала по керну станции Восток за промежуток времени 0–400 тыс. л.н. Полученные результаты представлены на рис. 6.

Как и следовало ожидать, влияние диффузии на предполагаемый изотопный сигнал практически незаметно для льда с возрастом менее 800 тыс. лет. Действительно, на глубине около 3500 м (возраст около 800 тыс. лет) длина диффузии составля-

ет порядка 12 см, тогда как 50-тысячелетнее климатическое колебание (между стадиями 18е и 20а) заключено здесь в слое льда толщиной примерно 6,4 м — т.е. уменьшение амплитуды, согласно формуле (1), составляет не более 1%. С глубиной/возрастом льда степень диффузионного сглаживания увеличивается и становится весьма существенной в нижней части ряда. Климатический цикл между МИС36 и МИС38 (1201–1249 тыс. л.н.) занимает слой льда толщиной около 185 см, где длина диффузии составляет уже порядка 19 см, т.е. амплитуда сигнала снижена более чем на 20%.

Очевидно, что объяснить наблюдаемое уменьшение амплитуды изотопного сигнала в древнем льду керны станции Восток только влиянием диффузии невозможно. Как отмечено в работе [15], реальная скорость молекулярной диффузии в базальном льду может существенно (более чем вдвое) превышать величины, полученные по модели диффузии в чистом льду, что объясняется дополнительной диффузией молекул в жидком слое на границе кристаллов при температуре выше $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$. В нашем случае потребовалось бы нереально большое (многократное) увеличение длины диффузии для объяснения наблюдаемого ослабления сигнала в древнем льду. Чтобы проверить эту гипотезу, мы привлекли независимые дополнительные данные о величине диффузионного сглаживания изотопного сигнала в базальном льду станции Восток.

Экспериментальные данные об эффективной длине диффузии в базальном льду керны станции Восток. Для независимой оценки длины диффузии во льду можно использовать сопоставление ожидаемой амплитуды климатического сигнала с реально наблюдаемой амплитудой при условии, что сигнал не нарушен никакими другими процессами, кроме диффузии [15]. Для древнего льда станции Восток этот метод не подходит, так как естественное залегание слоёв нарушено складкообразованием, поэтому мы используем данные о резком изменении изотопного состава на границе разных типов льда.

В работе [24] проанализированы детальные изотопные данные в зоне перехода от атмосферного льда к конжеляционному льду оз. Восток на глубине 3538 м. Эти два типа льда характеризуются сильно различающимся изотопным составом, но переход между двумя типами льда не резкий, как можно было бы ожидать, а представляет собой переходную зону мощностью 40–50 см, что объясня-

ется диффузионным сглаживанием. Эффективная длина диффузии здесь составляет 7,6 см, что хорошо согласуется с возрастом древней части озёрно-го льда, составляющим порядка 40 тыс. лет.

Мы использовали аналогичный подход для оценки эффективной длины диффузии по резкому переходу от льда МИС11 ко льду МИС12 на глубине 3318 м (рис. 7). По детальному (с разрешением 1 см) изотопному профилю мы установили, что переход от МИС11 к МИС12 занимает порядка 40 см, от 3318,1 до 3318,5 м (см. рис. 7, б), причём характерный плавный вид кривой в зоне перехода указывает на влияние изотопной диффузии. Можно предположить, что сразу после образования складки, вызвавшей переверачивание слоя льда 3318–3342 м, переход между двумя типами льда был гораздо более резким. Действительно, данные о размере ледяных кристаллов в зоне перехода (см. рис. 7, а) указывают на очень резкий, почти мгновенный (на протяжении всего лишь 1 см) переход от крупнокристаллического льда МИС11 к мелкокристаллическому льду МИС12. Если мы представим изначальный изотопный профиль в виде ступенчатого графика (кривая 2 на рис. 7, б), то можно подобрать такую длину диффузии, которая наиболее точно объяснит наблюдаемый изотопный профиль. Расчёты показывают, что при длине диффузии 7,9 см наблюдается наилучшее соответствие между сглаженной начальной изотопной кривой (кривая 3 на рис. 7, б) и реальным изотопным профилем (кривая 1 на рис. 7, б).

Чтобы длина диффузии достигла такой величины при температуре льда на этой глубине $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$, требуется порядка 100 тыс. лет. При этом необходимо также учесть сжатие слоёв, которое уменьшает эффективную длину диффузии. В реальности, чтобы длина диффузии l достигла 7,9 см, требуется существенно больше времени. Если учесть этот фактор, а также, что частица, имеющая в керне станции Восток возраст порядка 400 тыс. лет, опустилась в базальные слои ледника (где и претерпела складкообразование) не более 100–200 тыс. л.н. (см. рис. 5 в работе [20]), то максимальный размер длины диффузии составляет около 6,2 см. Таким образом, реальный размер длины диффузии примерно на 27% больше предсказанного теорией. Как уже отмечалось, результаты расчётов очень чувствительны к температуре, и можно получить хорошее согласование между моделью и экспериментальными данными, если до-

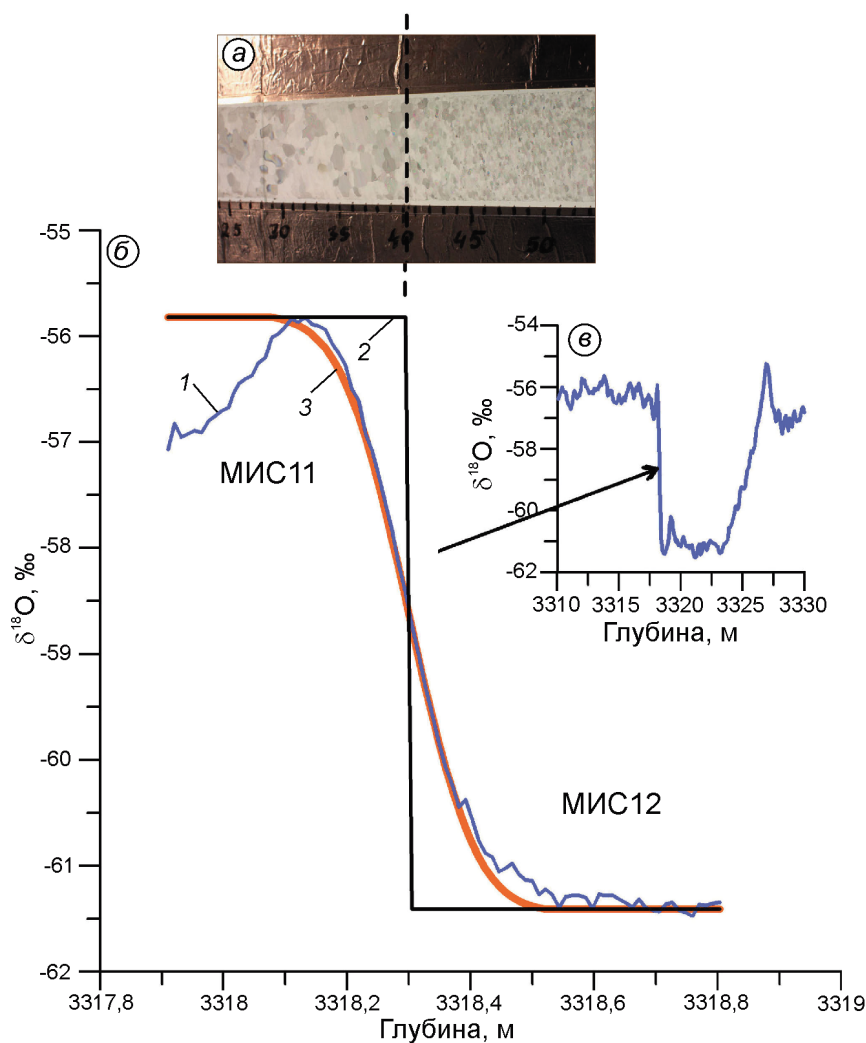


Рис. 7. Определение эффективной длины диффузии по данным о резком изменении изотопного состава керн древнего льда.

a – фото структуры льда в зоне перехода от МИС11 к МИС12 в поляризованном свете; *б* – детальный (с разрешением 1 см) изотопный профиль в зоне перехода от МИС11 к МИС12 (1), предполагаемый резкий переход между двумя типами льда до диффузии (2) и сглаженный предполагаемый профиль (3); *в* – 10-сантиметровый изотопный профиль в интервале 3310–3330 м. Стрелкой показан резкий переход от МИС11 к МИС12 (см. также рис. 2)

Fig. 7. Estimate of effective diffusion length based on data on sharp changes of isotopic composition in old ice.

a – photo of ice structure in transition zone from MIS11 to MIS12 in polarized light; *b* – detailed (with the resolution of 1 cm) isotopic profile in the transition zone from MIS11 to MIS12 (1), supposed sharp transition between two ice types before diffusion (2) and smoothed supposed profile (3); *c* – the 10-cm isotopic profile in interval 3310–3330 m. By arrow the sharp MIS11–MIS12 transition is shown (see also Fig. 2)

пустить, что частица льда провела более длительное время при более высокой температуре.

Наконец, можно использовать данные о короткопериодных колебаниях изотопного состава льда в интервале 3462–3474 м, которые образовались при сложном, вероятно многократном, перемешивании слоёв льда. Факт различимости этих слоёв по изотопному составу указывает на то, что вариации изотопного состава не были полностью стёрты диффузией, и это накладывает ограничения на максимально возможную длину диффузии. Самые узкие из этих слоёв имеют толщину порядка 0,5 м, при этом размах изотопного состава в них составляет около 15 ‰ (по дейтерию). Если предположить, что изначальный (сразу после образования складки) размах был равен около 30 ‰ (разница между ледниковым и межледниковым льдом в стадиях 15b–15e в керне EPICA DC), то максимально возможная длина диффузии в этом льду не

превышает 9–10 см. Эта величина приблизительно совпадает со значением, предсказанным моделью диффузии. Таким образом, независимые экспериментальные данные показывают, что реальная длина диффузии по порядку величины совпадает с теоретически предсказанной и вряд ли отличается от последней более чем на 30%. Следовательно, во льду станции Восток отсутствует «дополнительная диффузия», которая ранее была обнаружена во льду керн EPICA DC [15].

Обсуждение

Анализ данных изотопного состава древнего льда станции Восток доказывает, что ни один из известных механизмов – ни складкообразование и перемешивание льда, ни молекулярная диффузия – не может в одиночку объяснить наблюда-

емые нарушения климатического сигнала. Изотопный профиль древнего льда в керне станции Восток – комбинация обоих факторов. По нашему мнению, общая схема формирования наблюдаемого изотопного профиля в древнем льду такова: приблизительно через 200–400 тыс. лет после отложения на поверхности ледника слои льда достигают его придонной части и претерпевают складкообразование, сопровождающееся переворачиванием отдельных слоёв льда и их перемешиванием. Этот процесс уменьшает период изотопных вариаций в вертикальном профиле изотопного состава, что облегчает задачу молекулярной диффузии по стиранию климатического сигнала, поскольку снижение амплитуды сигнала обратно пропорционально периоду колебаний, формула (1). При этом в толще древнего льда выделяются несколько зон, отличающихся характером и интенсивностью процессов.

1. *Глубина 3318–3390 м* – лёд сформирован во время МИС11–МИС13 (датировка GTSIII-Hydrate, вероятно, даёт заниженный возраст этого льда). Содержит два крупных перевёрнутых интервала льда. Если восстановить на этом участке разреза первоначальное залегание слоёв, то форма и амплитуда изотопного сигнала совпадут с ожидаемыми. Это указывает на малое влияние молекулярной диффузии и возможность практически полного восстановления исходного климатического сигнала.

2. *Глубина 3390–3462 м* – лёд эпох МИС14а–МИС15b. Образует две крупные складки. Восстановление первоначального залегания слоёв в этой части разреза не даёт возможности полностью реконструировать исходный сигнал. В частности, амплитуда сигнала остаётся меньше ожидаемой, что свидетельствует о мелкомасштабном перемешивании слоёв в сочетании с молекулярной диффузией.

3. *Глубина 3462–3474 м* – лёд эпохи МИС15е (?). В этом интервале наблюдаются признаки мелкомасштабного (от 0,5 до 3 м) перемешивания льда с последующим влиянием диффузии. Здесь возможно многократное появление в разрезе разновозрастных слоёв льда, подобно тому, как это наблюдалось в керне проекта NEEM в Гренландии [25]. Восстановление климатического сигнала проблематично.

4. *Глубина 3474–3502 м* – лёд эпох МИС16–МИС18. Крупномасштабных складок не выявлено, при этом есть доказательства мелкомасштабного (субметрового) перемешивания льда [10]. Амплитуда

сигнала заметно уменьшается к нижней границе интервала, что показывает возрастающую роль диффузии на фоне перемешивания слоёв. Климатический сигнал частично сохранён.

5. *Глубина 3502–3537 м* – лёд эпох МИС19–МИС38. Амплитуда сигнала в пределах интервала уменьшается практически до нуля. При условии эффективной длины диффузии здесь порядка 10–20 см это означает, что мощность слоёв разных климатических эпох после перемешивания не превышала 30–50 см. Восстановление климатического сигнала в этом интервале керна невозможно. Полученные здесь данные позволяют выявить лишь осреднённые за 50–100 тыс. лет значения изотопного состава льда. В частности, содержание тяжёлых изотопов показывает плавный рост с глубиной на протяжении указанного интервала, что косвенно подтверждает древний возраст залегающего здесь льда (такой же тренд наблюдается в изотопном составе морских донных осадков, см. кривую 4 на рис. 5). Отметим, что изотопный состав базальной части керна станции Восток соответствует среднему значению изотопного состава льда тёплых и холодных эпох, что отличает его от базальной части керна проекта EPICA DC, имеющей изотопный состав, типичный для льда холодных эпох (см. рис. 5 в работе [22]). В связи с этим привлекает внимание ярко выраженный «провал» изотопных значений на глубине 3521,6 м. Согласно шкале GTSIII-Hydrate, этот пик датируется возрастом 939 тыс. лет, но кривая морских донных осадков не демонстрирует соответствующего похолодания в среднем плейстоцене (кривая 4 рис. 5). Данный феномен требует более подробного изучения в будущем.

Настоящая работа касается только анализа изотопного состава льда, но полученные результаты частично можно экстраполировать и на другие характеристики ледяного керна. Наибольший интерес вызывает газовый состав экстрагированного изо льда воздуха, в частности – содержание парниковых газов, так как получение информации об изменении концентрации этих газов в атмосфере в середине плейстоцена является основной при изучении древнего льда. Поскольку основное нарушение климатического сигнала связано со складкообразованием и перемешиванием слоёв, оно в равной степени будет относиться ко всем характеристикам льда. Естественно, будут нарушены и данные о газовом составе атмосферы. Вместе с тем, поскольку скорость диффузии мо-

лекул газа во льду ниже скорости диффузии молекул воды [26], сохранность сигнала в целом будет выше. Однако в наиболее интересном временном интервале — от 0,8 до 1,2 млн л.н. — вряд ли можно ожидать сохранения климатических циклов. Детальное измерение газового состава льда позволит надёжно определить средние многотысячелетние значения этого параметра 1–1,2 млн л.н.

Большой интерес вызывает изучение пылевого состава льда. Поскольку минеральные частицы во льду не подвержены диффузии, измерение их концентрации во льду с большим разрешением позволит уточнить датировку льда и определить масштаб перемешивания ледяных слоёв в тех интервалах керна, где вариации других характеристик уже стёрты диффузией.

Заключение и дальнейшие планы

В настоящей работе мы представили новый детальный (с разрешением 10 см) изотопный профиль керна древнего льда со станции Восток возрастом 0,4–1,2 млн лет. Для интерпретации изотопных данных нами была разработана модель изотопной диффузии и определено значение так называемой «длины диффузии». Показано, что климатический сигнал в этом льду нарушен комбинированным действием двух процессов — складкообразованием (которое сопровождается переворачиванием и перемешиванием слоёв) и молекулярной диффузией. Весь интервал древнего льда делится на пять зон, различающихся характером и интенсивностью этих процессов. В трёх из пяти этих зон климатический сигнал в некоторой степени сохранился и отчасти может быть восстановлен. В наиболее интерес-

ной и древней пятой зоне (лёд возрастом 0,75–1,2 млн лет) климатический сигнал практически полностью стёрт и едва ли может быть восстановлен. Вместе с тем изотопные ряды, полученные по кернам древнего льда со станции Восток, сохранили информацию о среднем уровне изотопного состава льда ледниковых и межледниковых эпох. Это позволяет выявлять и изучать продолжительные климатические тренды, превосходящие по своей длительности ледниковые циклы.

Дальнейшие планы исследований предусматривают повторное бурение интервала древнего льда (3300–3600 м) с целью получения непрерывного керна полного диаметра и его последующего детального анализа, который, помимо прочего, будет предусматривать анализ газового и пылевого составов керна с высоким разрешением по глубине (возрасту) льда. Более отдалённые планы — новый проект бурения льда в районе Купола В, откуда берёт начало линия тока, проходящая через станцию Восток, и где, предположительно, может залежать древний лёд, содержащий ненарушенный климатический сигнал [27]. В сезон 65-й РАЭ (январь 2020 г.) мы планируем выполнить первые полевые рекогносцировочные работы в районе Купола В, чтобы уточнить его местоположение и основные гляциоклиматические характеристики (среднюю многолетнюю температуру льда и скорость снегонакопления).

Благодарности. Авторы благодарят Российский научный фонд за финансовую поддержку (грант 18-17-00110).

Acknowledgements. The authors thank Russian Science Foundation for the financial support (grant 18-17-00110).

Литература

1. *Dahl-Jensen D.* Drilling for the oldest ice // *Nature Geoscience*. 2018. V. 11. P. 703–704.
2. *Willeit M., Ganopolski A., Calov R., Brovkin V.* Mid-Pleistocene transition in glacial cycles explained by declining CO₂ and regolith removal // *Sci. Adv.* 2019. V. 5: eaav7337. P. 1–8.
3. *Lüthi D., Le Floch M., Bereiter B., Blunier T., Barnola J.-M., Siegenthaler U., Raynaud D., Jouzel J., Fischer H., Kawamura K., Stocker T.F.* High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present // *Nature*. 2008. V. 453. P. 379–382.

References

1. *Dahl-Jensen D.* Drilling for the oldest ice. *Nature Geoscience*. 2018, 11: 703–704.
2. *Willeit M., Ganopolski A., Calov R., Brovkin V.* Mid-Pleistocene transition in glacial cycles explained by declining CO₂ and regolith removal. *Sci. Adv.* 2019, 5 (eaav7337): 1–8.
3. *Lüthi D., Le Floch M., Bereiter B., Blunier T., Barnola J.-M., Siegenthaler U., Raynaud D., Jouzel J., Fischer H., Kawamura K., Stocker T.F.* High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature*. 2008, 453: 379–382.

4. *Lipenkov V.Ya., Ekaykin A.A.* В поисках древнейшего льда Антарктиды // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 2. С. 255–260. doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-255-260.
5. Электронный ресурс: <https://www.beyondepica.eu/about/beyond-epica-drilling-phase/>.
6. *Buizert C., Cuffey K.M., Severinghaus J.P., Baggenstos D., Fudge T.J., Steig E.J., Markle B.R., Winstrup M., Rhodes R.H., Brook E.J., Sowers T.A., Clow G.D., Cheng H., Edwards R.L., Sigl M., McConnell J.R., Taylor K.C.* The WAIS Divide deep ice core WD2014 chronology – Part 1: Methane synchronization (68–31 kaBP) and the gas age–ice age difference // *Clim. Past*. 2015. V. 11. P. 153–173.
7. *Lipenkov V.Ya., Raynaud D.* The Mid-Pleistocene Transition and the Vostok Oldest Ice Challenge // *Лёд и Снег*. 2015. Т. 55. № 4. С. 95–106. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2015-4-95-106>.
8. *Lipenkov V.Ya., Salamatin A.N., Jiang W., Ritterbusch F., Bender M.L., Orsi A., Landais A., Uchida T., Ekaykin A.A., Raynaud D., Yang G.-M., Lu Z.-T., Chappellaz J.* New ice dating tools reveal 1.2 Ma old meteoric ice near the base of the Vostok ice core // *Geophys. Research. Abstr.* 2019. V. 21. EGU2019–8505.
9. *Souchez R., Jean-Baptist P., Petit J.R., Lipenkov V.Ya., Jouzel J.* What is the deepest part of the Vostok ice core telling us? // *Earth-Science Reviews*. 2002. V. 60. P. 131–146.
10. *Simoës J.C., Petit J.R., Souchez R., Lipenkov V.Ya., De Angelis M., Liu L., Jouzel J., Duval P.* Evidence of glacial flour in the deepest 89 m of the Vostok ice core // *Annals of Glaciology*. 2002. V. 35. P. 340–346.
11. *Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M.* Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // *Nature*. 1999. V. 399. P. 429–436.
12. *Lipenkov V.Y., Ekaykin A.A., Polyakova E.V., Raynaud D.* Characterization of subglacial Lake Vostok as seen from physical and isotope properties of accreted ice // *Phil. Trans. Royal Soc.* 2016. A374:20140303. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2014.0303>.
13. *Raynaud D., Barnola J.-M., Souchez R., Lorrain R., Petit J.R., Duval P., Lipenkov V.Ya.* The record for marine isotopic stage 11 // *Nature*. 2005. V. 436. P. 39–40.
14. *Johnsen S.J., Clausen H.B., Cuffey K.M., Hoffmann G., Schwander J., Creyts T.* Diffusion of stable isotopes in polar firn and ice: the isotope effect in firn diffusion. In: *Physics of Ice Core Records* / Ed. T. Hondoh. Sapporo, Japan: Hokkaido University Press, 2000. P. 121–140.
15. *Pol K., Masson-Delmotte V., Johnsen S., Bigler M., Cattani O., Durand G., Falourd S., Jouzel J., Minster B., Parrenin F., Ritz C., Steen-Larsen H.C., Stenni B.* New MIS 19 EPICA Dome C high resolution deuterium data: Hints for a problematic preservation of climate variability at sub-millennial scale in the 'oldest ice' // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. V. 298. P. 95–103.
16. *Johnsen S.J.* Stable isotope homogenization of polar firn and ice // *Isotopes and Impurities in Snow and Ice*. 1977. № 118. P. 210–219.
4. *Lipenkov V.Ya., Ekaykin A.A.* Searching for Antarctica's oldest ice. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018, 58 (2): 255–260. doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-255-260. [In Russian].
5. <https://www.beyondepica.eu/about/beyond-epica-drilling-phase/>.
6. *Buizert C., Cuffey K.M., Severinghaus J.P., Baggenstos D., Fudge T.J., Steig E.J., Markle B.R., Winstrup M., Rhodes R.H., Brook E.J., Sowers T.A., Clow G.D., Cheng H., Edwards R.L., Sigl M., McConnell J.R., Taylor K.C.* The WAIS Divide deep ice core WD2014 chronology – Pt. 1: Methane synchronization (68–31 kaBP) and the gas age–ice age difference. *Clim. Past*. 2015, 11: 153–173.
7. *Lipenkov V.Ya., Raynaud D.* The Mid-Pleistocene Transition and the Vostok Oldest Ice Challenge. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2015, 55 (4): 95–106. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2015-4-95-106>.
8. *Lipenkov V.Ya., Salamatin A.N., Jiang W., Ritterbusch F., Bender M.L., Orsi A., Landais A., Uchida T., Ekaykin A.A., Raynaud D., Yang G.-M., Lu Z.-T., Chappellaz J.* New ice dating tools reveal 1.2 Ma old meteoric ice near the base of the Vostok ice core. *Geophys. Research. Abstr.* 2019, 21: EGU2019–8505.
9. *Souchez R., Jean-Baptist P., Petit J.R., Lipenkov V.Ya., Jouzel J.* What is the deepest part of the Vostok ice core telling us? *Earth-Science Reviews*. 2002, 60: 131–146.
10. *Simoës J.C., Petit J.R., Souchez R., Lipenkov V.Ya., De Angelis M., Liu L., Jouzel J., Duval P.* Evidence of glacial flour in the deepest 89 m of the Vostok ice core. *Annals of Glaciology*. 2002, 35: 340–346.
11. *Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M.* Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*. 1999, 399: 429–436.
12. *Lipenkov V.Y., Ekaykin A.A., Polyakova E.V., Raynaud D.* Characterization of subglacial Lake Vostok as seen from physical and isotope properties of accreted ice. *Phil. Trans. R. Soc.* 2016. A374: 20140303. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2014.0303>.
13. *Raynaud D., Barnola J.-M., Souchez R., Lorrain R., Petit J.R., Duval P., Lipenkov V.Ya.* The record for marine isotopic stage 11. *Nature*. 2005, 436: 39–40.
14. *Johnsen S.J., Clausen H.B., Cuffey K.M., Hoffmann G., Schwander J. and Creyts T.* Diffusion of stable isotopes in polar firn and ice: the isotope effect in firn diffusion. *Physics of Ice Core Records*. Ed. Hondoh T. Sapporo, Japan: Hokkaido University Press, 2000: 121–140.
15. *Pol K., Masson-Delmotte V., Johnsen S., Bigler M., Cattani O., Durand G., Falourd S., Jouzel J., Minster B., Parrenin F., Ritz C., Steen-Larsen H.C. and B. Stenni.* New MIS 19 EPICA Dome C high resolution deuterium data: Hints for a problematic preservation of climate variability at sub-millennial scale in the 'oldest ice'. *Earth and Planetary Science Letters*. 2010, 298: 95–103.
16. *Johnsen S.J.* Stable isotope homogenization of polar firn and ice. *Isotopes and Impurities in Snow and Ice*. 1977, 118: 210–219.

17. *Ramseier R.O.* Self-diffusion in ice monocrystals // CRREL research reports. 1967. V. 232. P. 1–40.
18. *Bazin L., Landais A., Lemieux-Dudon B., Toyé Mahamadou Kele H., Veres D., Parrenin F., Martinerie P., Ritz C., Capron E., Lipenkov V., Loutre M.-F., Raynaud D., Vinther B., Svensson A., Rasmussen S.O., Severi M., Blunier T., Leuenberger M., Fischer H., Masson-Delmotte V., Chappellaz J., Wolff E.* An optimized multi-proxy, multi-site Antarctic ice and gas orbital chronology (AICC2012): 120–800 ka // *Clim. Past.* 2013. V. 9. P. 1715–1731.
19. *Salamatina A.N., Tsyganova E.A., Popov S.V., Lipenkov V.Ya.* Ice flow line modeling in ice core data interpretation: Vostok Station (East Antarctica). In: *Physics of Ice Core Records* / Ed. T. Hondoh. Sapporo, Japan: Hokkaido University Press., 2009. P. 167–194.
20. *Tsyganova E.A., Salamatina A.N.* Non-stationary temperature field simulations along the ice flow line «Ridge B – Vostok Station», East Antarctica // *МГИИ.* 2004. V. 97. P. 57–70.
21. *Jouzel J., Masson-Delmotte V., Cattani O., Dreyfus G., Falourd S., Hoffmann G., Minster B., Nouet J., Barnola J.M., Chappellaz J., Fischer H., Gallet J.C., Johnsen S., Leuenberger M., Loulergue L., Luethi D., Oerter H., Parrenin F., Raisbeck G., Raynaud D., Schilt A., Schwander J., Selmo E., Souchez R., Spahni R., Stauffer B., Steffensen J.P., Stenni B., Stocker T.F., Tison J.L., Werner M., Wolff E.W.* Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years // *Science.* 2007. V. 317. № 5839. P. 793–796.
22. *Tison J.-L., de Angelis M., Littot G., Wolff E., Fischer H., Hansson M., Bigler M., Udisti R., Wegner A., Jouzel J., Stenni B., Johnson S., Masson-Delmotte V., Landais A., Lipenkov V., Loulergue L., Barnola J.-M., Petit J.-R., Delmonte B., Dreyfus G., Dahl-Jensen D., Durand G., Bereiter B., Schilt A., Spahni R., Pol K., Lorrain R., Souchez R., Samyn D.* Retrieving the paleoclimatic signal from the deeper part of the EPICA Dome C ice core // *The Cryosphere.* 2015. V. 9. P. 1633–1648. doi: 10.5194/tc-9-1633-2015.
23. *Lisiecki L.E., Raymo M.E.* A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records // *Paleoceanography.* 2005. V. 20. PA1003. P. 1–17. doi: 10.1029/2004PA001071.
24. *Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Petit J.R., Johnsen S.J., Jouzel J., Masson-Delmotte V.* Insights into hydrological regime of Lake Vostok from differential behavior of deuterium and oxygen-18 in accreted ice // *Journ. of Geophys. Research.* 2010. V. 115. C05003. P. 1–14.
25. *NEEM community members.* Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core // *Nature.* 2013. V. 493. P. 489–494.
26. *Bereiter B., Fischer H., Schwander J., Stocker T.F.* Diffusive equilibration of N_2 , O_2 and CO_2 mixing ratios in a 1.5-million-years-old ice core // *The Cryosphere.* 2014. V. 8. P. 245–256.
27. *Skakun A.A., Lipenkov V.Ya., Parrenin F., Ritz C., Popov S.V.* On the availability of old meteoric ice in the vicinity of Dome B, East Antarctica // *Geophys. Research. Abstracts.* 2019. V. 21. EGU2019–11315.
17. *Ramseier R.O.* Self-diffusion in ice monocrystals. CRREL research reports. 1967, 232: 1–40.
18. *Bazin L., Landais A., Lemieux-Dudon B., Toyé Mahamadou Kele H., Veres D., Parrenin F., Martinerie P., Ritz C., Capron E., Lipenkov V., Loutre M.-F., Raynaud D., Vinther B., Svensson A., Rasmussen S.O., Severi M., Blunier T., Leuenberger M., Fischer H., Masson-Delmotte V., Chappellaz J., Wolff E.* An optimized multi-proxy, multi-site Antarctic ice and gas orbital chronology (AICC2012): 120–800 ka. *Clim. Past.* 2013, 9: 1715–1731.
19. *Salamatina A.N., Tsyganova E.A., Popov S.V., Lipenkov V.Ya.* Ice flow line modeling in ice core data interpretation: Vostok Station (East Antarctica). *Physics of Ice Core Records.* Ed. T. Hondoh. Sapporo, Japan: Hokkaido University Press, 2009: 167–194.
20. *Tsyganova E.A. and Salamatina A.N.* Non-stationary temperature field simulations along the ice flow line «Ridge B – Vostok Station», East Antarctica. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 2004, 97: 57–70.
21. *Jouzel J., Masson-Delmotte V., Cattani O., Dreyfus G., Falourd S., Hoffmann G., Minster B., Nouet J., Barnola J.M., Chappellaz J., Fischer H., Gallet J.C., Johnsen S., Leuenberger M., Loulergue L., Luethi D., Oerter H., Parrenin F., Raisbeck G., Raynaud D., Schilt A., Schwander J., Selmo E., Souchez R., Spahni R., Stauffer B., Steffensen J.P., Stenni B., Stocker T.F., Tison J.L., Werner M., Wolff E.W.* Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. *Science.* 2007, 317 (5839): 793–796.
22. *Tison J.-L., de Angelis M., Littot G., Wolff E., Fischer H., Hansson M., Bigler M., Udisti R., Wegner A., Jouzel J., Stenni B., Johnson S., Masson-Delmotte V., Landais A., Lipenkov V., Loulergue L., Barnola J.-M., Petit J.-R., Delmonte B., Dreyfus G., Dahl-Jensen D., Durand G., Bereiter B., Schilt A., Spahni R., Pol K., Lorrain R., Souchez R., Samyn D.* Retrieving the paleoclimatic signal from the deeper part of the EPICA Dome C ice core. *The Cryosphere.* 2015, 9: 1633–1648. doi: 10.5194/tc-9-1633-2015.
23. *Lisiecki L.E., Raymo M.E.* A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography.* 2005, 20 (PA1003): 1–17. doi: 10.1029/2004PA001071.
24. *Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Petit J.R., Johnsen S.J., Jouzel J., Masson-Delmotte V.* Insights into hydrological regime of Lake Vostok from differential behavior of deuterium and oxygen-18 in accreted ice. *Journ. of Geophys. Research.* 2010, 115 (C05003): 1–14.
25. *NEEM community members.* Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core. *Nature.* 2013, 493: 489–494.
26. *Bereiter B., Fischer H., Schwander J., Stocker T.F.* Diffusive equilibration of N_2 , O_2 and CO_2 mixing ratios in a 1.5-million-years-old ice core. *The Cryosphere.* 2014, 8: 245–256.
27. *Skakun A.A., Lipenkov V.Ya., Parrenin F., Ritz C., Popov S.V.* On the availability of old meteoric ice in the vicinity of Dome B, East Antarctica. *Geophys. Research. Abstr.* 2019, 21: EGU2019–11315.