

# ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ И НАЛЕДИ

УДК 551.345:544.02

doi: 10.31857/S2076673420030047

## Изотопная индикация источника воды для образования ледоминарального ядра торфяных миграционных бугров пучения

© 2020 г. Ю.Н. Чижова<sup>1\*</sup>, Ю.К. Васильчук<sup>2</sup><sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия;<sup>2</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

\*eacentr@yandex.ru

## Use of stable water isotopes to identify water as a source for palsa ice core formation

Yu.N. Chizhova<sup>1\*</sup>, Yu.K. Vasil'chuk<sup>2</sup><sup>1</sup>Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;<sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

\*eacentr@yandex.ru

Received September 13, 2019 / Revised November 13, 2019 / Accepted December 10, 2019

**Keywords:** *closed system of growth, deuterium excess, isotope composition of oxygen and hydrogen, palsa, segregated ice.*

### Summary

Isotopic characteristics of ice cores of peat mounds (palsa) are considered. The distribution of the values of  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$ ,  $d_{\text{exc}}$  and ratios  $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$  within the palsa ice lense is associated with freezing in a closed or open system, and this allows finding the source of water for the ice formation. The use of computational modeling of the distribution of the values of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  during the ice formation in a closed system and the selection of the calculated parameters, performed in such a way that the actual values in the ice are described, show the initial isotopic characteristics of the moisture from which the ice was formed. The subject of investigation is the isotopic composition of segregated ice in the upper part of the ice core of a palsa near the Yeletsky settlement. Ice samples were obtained by drilling with a hand-held electric drill. In its upper part, the core is composed of frozen peat and loam. The source of water for the formation of segregated ice from this palsa was the atmospheric moisture with isotopic characteristics equal, on average, to:  $\delta^2\text{H} = -106.7$ ,  $\delta^{18}\text{O} = -15.3$  and  $d_{\text{exc}} = 15.7$  ‰. These values correspond to the current atmospheric precipitation in the vicinity of the Amderma settlement. The water of the nearest bog did not serve as a source of water for the ice formation. The same conclusion, fully confirmed by the application of the calculated approach, was obtained for the hummocky massif of the Yukon (Canada). The calculation did show that the water from which the ice of the Canadian palsa was formed was a mixture of local atmospheric precipitation (80%) and the boggy waters of the peat plateau (20%). The presence of the last water is a possible indication to re-formation of mounds, when evaporated water from bog could participate in ice core formation.

**Citation:** Chizhova Yu.N., Vasil'chuk Yu.K. Use of stable water isotopes to identify water as a source for palsa ice core formation. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2020. 60 (3): 395–408. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420030047.

Поступила 13 сентября 2019 г. / После доработки 13 ноября 2019 г. / Принята к печати 10 декабря 2019 г.

**Ключевые слова:** *дейтериевый эксцесс, изотопный состав кислорода и водорода, закрытая система льдообразования, миграционные бугры пучения, сегрегационный лёд.*

Рассмотрены изотопные характеристики ледоминарального ядра торфяных миграционных бугров пучения. На основе распределения значений  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$ ,  $d_{\text{exc}}$  и соотношений  $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$ , а также выполненного моделирования льдообразования в закрытой системе сделаны выводы о происхождении воды, которая стала источником для льда бугров пучения типа пальза.

### Введение

Изотопные характеристики позднеплейстоценовых и голоценовых подземных льдов — наиболее точные палеоиндикаторы, но в основном это касается повторно-жильных льдов, по которым

обычно выполняют реконструкции зимних палеотемператур [1–8]. Это — надёжный инструмент, который помогает установить условия формирования льда, стадии роста, деградации и стабилизации повторно-жильных льдов [3]. Изотопные же параметры текстурных льдов изучены недоста-

точно ввиду сложности интерпретации. Текстуры льды в синкриогенных толщах могут формироваться из нескольких источников воды (смесь сезонных осадков, поверхностных вод и частично даже из растаявших подземных льдов). Кроме того, в многолетнемёрзлом состоянии деятельный слой переходит по частям, условия промерзания которых могут значительно различаться. Данные об изотопном составе текстурных льдов многолетнемёрзлых пород (ММП) немногочисленны [9–12], а изотопных характеристик текстурных льдов бугров пучения совсем мало [13–18].

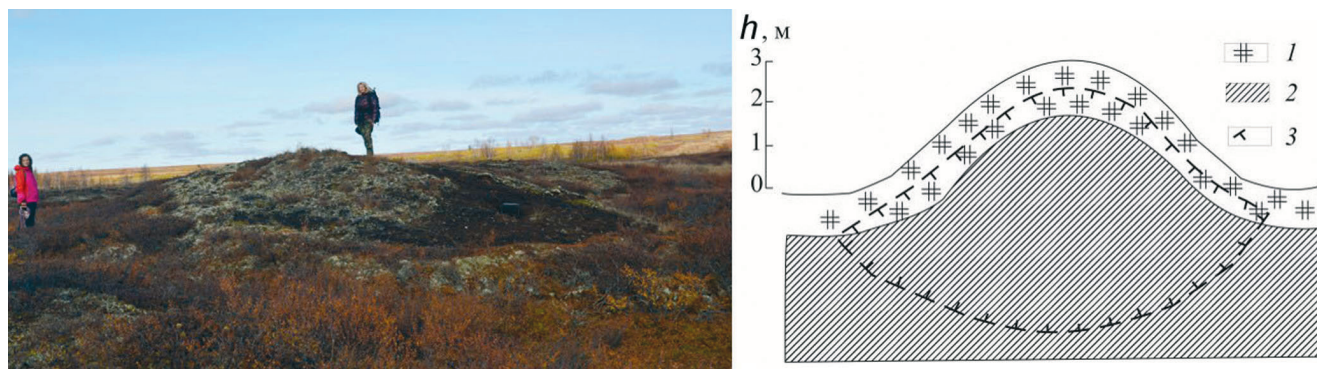
Миграционные бугры пучения (в англоязычной литературе именуется *palsa* – пальза) – это выпуклые формы криогенного рельефа, возникающие в области многолетне- и сезонномёрзлых пород в результате неравномерного сегрегационного льдообразования при миграции влаги к фронту промерзания (поэтому бугры и называют миграционными). В настоящей работе рассматривается изотопный состав кислорода и водорода текстурных льдов миграционного бугра пучения в бугристом массиве пос. Елецкий Большеземельской тундры. Данные, полученные по текстурным льдам в бугристом массиве близ пос. Елецкий, дополнены изотопными характеристиками бугров севера Канады. Условия промерзания и источники воды для формирования текстурных льдов устанавливаются по соотношению изотопных параметров льда  $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ .

### Материалы и методы

В пределах выпуклобугристого массива в районе пос. Елецкий ( $67^{\circ}2'39''$  с.ш.,  $64^{\circ}12'43''$  в.д.) на северо-востоке Большеземельской тундры детально исследован наиболее репрезентативный бугор пучения высотой 3 м (рис. 1); мощность торфа на его вершине составляет 1,4 м. Это – район sporadического распространения многолетнемёрзлых пород, а бугры пучения здесь – наиболее выраженная и распространённая форма криогенного рельефа. По данным метеостанции (ГМС) Елецкая (индекс ВМО 23220), среднегодовая температура воздуха здесь составляет  $-5,5^{\circ}\text{C}$  (средние июльские  $6,9^{\circ}\text{C}$ , средние январские  $-20,2^{\circ}\text{C}$ ). Район характеризуется избыточным увлажнением: среднегодовые суммы осадков составляют здесь от 600 до 800 мм.

Исследования проводились авторами в конце сентября 2017 г., когда протаивание в пределах массива было максимальным, достигавшим на некоторых участках от 80 до 100 см (в июле 2018 г. эти исследования были продолжены). На вершине бугра пучения в талом торфе был пройден шурф глубиной 70 см, из которого с помощью электроледобура MORA–ICE пробурена скважина в мёрзлом торфе и подстилающем его мёрзлом суглинке соответственно глубиной около 70 см и 10 см. Ледяные включения в торфе и суглинке встречались в виде тонких линз и гнёзд, льдистость торфа и суглинка составляла от 30 до 50%, криогенная текстура – массивная, верхние 10 см мёрзлого торфа были малольдистыми, из этих образцов не удалось получить воду. С глубины 89–157 см были отобраны образцы торфа и грунта. После оттаивания образцов вода из них была отжата и перелита во флаконы для определения изотопного состава кислорода и водорода льда. Таким образом удалось проанализировать распределение  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  в верхних 70 см ледяного ядра бугра. Бурение было прекращено на глубине 1,5 м ввиду залегания глубже более плотных малольдистых серых озёрных суглинков, вести бурение которых ручным электроледобуром оказалось невозможным. Ранее в Большеземельской тундре было проведено бурение бугров пучения в районе г. Воркута и пос. Абезь [19]. В первом случае под слоем торфа были вскрыты суглинки, во втором – переслаивание суглинков, песков и глин. По нашим представлениям, торф бугров пучения в районе пос. Елецкий подстилается серым озёрным суглинком (см. рис. 1), которым выполнена вся окружающая котловина вплоть до поймы р. Уса. Граница ММП проведена условно. Изучение строения, распределения температур в скважине и установление границы ММП – задача будущих исследований, для которых необходимо колонковое бурение бугров на глубину не менее 10–12 м.

Измерения изотопного состава кислорода и водорода льда выполнены в режиме постоянного потока гелия (CF–IRMS) на масс-спектрометре Delta–V с использованием комплекса газ-бенч. Для калибровки измерений использованы международные стандарты V–SMOW, SLAP; погрешность определений составляет  $\pm 0,6\%$  для  $\delta^2\text{H}$  и  $\pm 0,1\%$  для  $\delta^{18}\text{O}$ .



**Рис. 1.** Исследованный миграционный бугор пучения у пос. Елецкий. Фото Ю.К. Васильчука:

1 – торф; 2 – суглинок; 3 – предполагаемая граница многолетнемёрзлых пород

**Fig. 1.** Palsa near the Eletsy village. Photo by Yu. K. Vasil'chuk:

1 – peat; 2 – loam; 3 – the possible permafrost boundary

**Расчётные методы и моделирование.** В случае формирования льда из ограниченного резервуара воды (закрытая система) при намерзании каждой новой порции льда остающаяся в резервуаре вода изотопно обедняется. Этот процесс изотопного обеднения описывается уравнением Рэля – при промерзании и переходе воды в лёд изотопный состав кислорода остающейся незамерзшей воды будет меняться по формуле [20]

$$\delta_w = (\delta_0 + 1000)f^{(\alpha - 1)} - 1000, \quad (1)$$

где  $\delta_w$  – значения  $\delta^{18}\text{O}$  остающихся фракций воды (порций);  $\delta_0$  – значения  $\delta^{18}\text{O}$  начальной воды (источника);  $f$  – фракция (порция) воды, перешедшей в лёд, доли ед.;  $\alpha$  – коэффициент фракционирования  $^{18}\text{O}$  в системе жидкость–лёд.

Изменения изотопного состава кислорода льда, образующегося из этой воды, будет определяться по выражению

$$\delta_i = \alpha(\delta_0 + 1000)(1 - f)^{(\alpha - 1)} - 1000, \quad (2)$$

где  $\delta_i$  – значения  $\delta^{18}\text{O}$  фракций льда; расчёт выполнен для фракций льда от 0,1 до 0,95 в долях ед. с шагом 0,05.

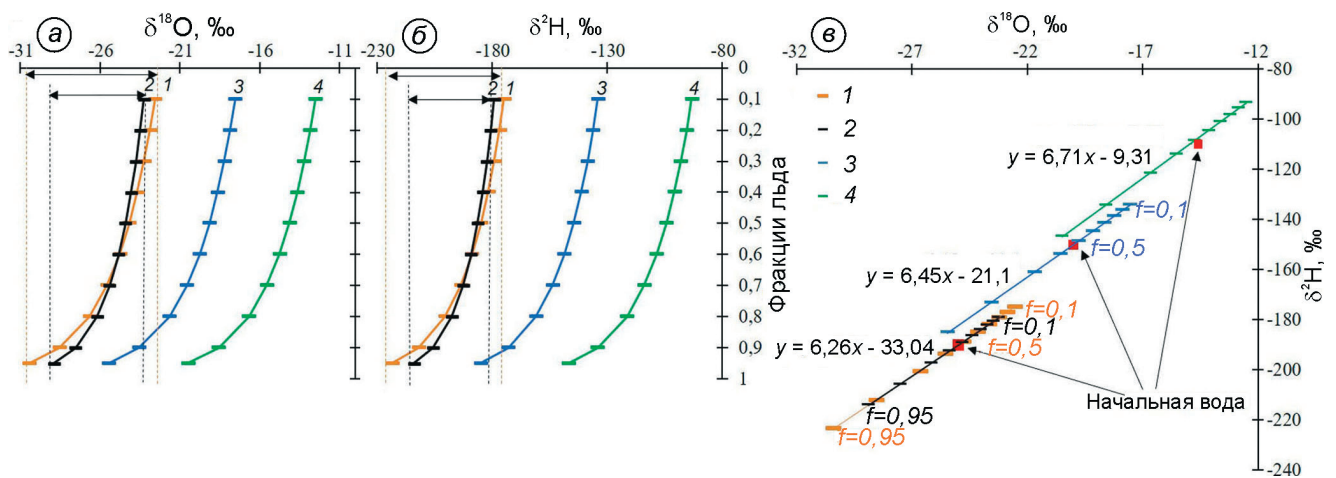
Аналогично эти уравнения описывают и изменение изотопного состава водорода. При расчёте изотопного состава кислорода и водорода льда, согласно уравнению (2), наиболее важны два параметра: коэффициенты фракционирования  $\alpha$  и изотопные характеристики исходной воды  $\delta_0$ , т.е. той воды, из которой начинает формироваться лёд. Коэффициент фракционирования  $\alpha$  может варьировать в зависимости от скорости процесса (повышается при низкой

скорости и уменьшается при высокой). Кроме того, он может по-разному меняться для  $^{18}\text{O}$  и для  $^2\text{H}$  при изменении скорости намораживания льда. В идеальном случае используют коэффициенты  $\alpha_{^{18}\text{O}} = 1,0029$  и  $\alpha_{^2\text{H}} = 1,0212$  [21]. Изотопные характеристики исходной воды важны, так как от величины начальных значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  зависит наклон линии регрессии  $S$  [22]:

$$S = [(\alpha - 1)/(\beta - 1)] \times [(1 + \delta_i)/(1 + \Delta i)], \quad (3)$$

где  $\alpha = \alpha_{^2\text{H}}$ ;  $\beta = \alpha_{^{18}\text{O}}$ ;  $\delta_i$  – начальные значения  $\delta^2\text{H}$  воды;  $\Delta i$  – начальные значения  $\delta^{18}\text{O}$  воды.

Безусловный маркер процессов льдообразования в закрытой системе – величина наклона линии регрессии ниже восьми [23]. Динамика значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  льда, образованного в условиях закрытой системы, установлена для инъекционных бугров пучения [24]. Мы рассчитали изменения значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  льда, образующегося в закрытой системе из воды с разными начальными значениями и коэффициентами фракционирования согласно уравнению (2) (рис. 2). При последовательном образовании льда из воды, т.е. увеличении фракции льда от 0,1 до 0,9 значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  льда закономерно уменьшаются. При этом в зависимости от начальных значений  $\delta_0$  изотопное обеднение реализуется в разных диапазонах значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  (см. рис. 2, кривые 1, 3, 4), а величина самого диапазона определяется коэффициентом фракционирования: при максимальных коэффициентах достигается максимальный диапазон значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  льда от первой фракции до последней (см. рис. 2, кривые 1 и 2).



**Рис. 2.** Изменение значений  $\delta^{18}\text{O}$  (а) и  $\delta^2\text{H}$  (б) льда, образующегося в закрытой системе из воды с разными изотопными параметрами и с разными коэффициентами фракционирования:

значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  льда, образованного из воды со значениями: 1 –  $\delta^{18}\text{O} = -25$  и  $\delta^2\text{H} = -190$  ‰ и коэффициентами  $\alpha_{18\text{O}} = 1,0029$  и  $\alpha_{2\text{H}} = 1,0212$ ; 2 –  $\delta^{18}\text{O} = -25$  и  $\delta^2\text{H} = -190$  ‰ и коэффициентами  $\alpha_{18\text{O}} = 1,0020$  и  $\alpha_{2\text{H}} = 1,015$ ; 3 –  $\delta^{18}\text{O} = -20$  и  $\delta^2\text{H} = -150$  ‰ и коэффициентами  $\alpha_{18\text{O}} = 1,0029$  и  $\alpha_{2\text{H}} = 1,0212$ ; 4 –  $\delta^{18}\text{O} = -15$  и  $\delta^2\text{H} = -110$  ‰ и коэффициентами  $\alpha_{18\text{O}} = 1,0029$  и  $\alpha_{2\text{H}} = 1,0212$ . Фракции образованного льда обозначены через  $f = 0,1$  (первая порция льда) до  $f = 0,95$  (последняя порция льда). Стрелками выделен общий диапазон значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  льда, образованного из одной воды, но с разными коэффициентами  $\alpha$ . Эти же расчётные величины показаны в координатах  $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$  (в)

**Fig. 2.** The distribution of  $\delta^{18}\text{O}$  (а) and  $\delta^2\text{H}$  (б) values of ice formed in a closed system from water with different initial isotopic parameters and fractionation coefficients: the  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  values of ice formed from water: 1 –  $\delta^{18}\text{O} = -25$  and  $\delta^2\text{H} = -190$  ‰ and  $\alpha_{18\text{O}} = 1,0029$   $\alpha_{2\text{H}} = 1,0212$ ; 2 –  $\delta^{18}\text{O} = -25$  and  $\delta^2\text{H} = -190$  ‰ and  $\alpha_{18\text{O}} = 1,0020$   $\alpha_{2\text{H}} = 1,015$ ; 3 –  $\delta^{18}\text{O} = -20$  and  $\delta^2\text{H} = -150$  ‰ and  $\alpha_{18\text{O}} = 1,0029$   $\alpha_{2\text{H}} = 1,0212$ ; 4 –  $\delta^{18}\text{O} = -15$  and  $\delta^2\text{H} = -110$  ‰ and  $\alpha_{18\text{O}} = 1,0029$   $\alpha_{2\text{H}} = 1,0212$ . The fractions of formed ice are denoted by  $f$  from 0,1 (the first portion of ice) to 0,95 (the last portion of ice). The arrows indicate the general range of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  values of ice formed from the same water, but with different  $\alpha$ . These calculated values are shown in the coordinates  $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$  (в)

Хорошо заметно, что чем ниже коэффициенты фракционирования (см. рис. 2, а, б, кривые 1 и 2), тем меньше диапазон вариаций  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  льда от первой фракции образующегося льда до последней ( $f$  от 0,1 до 0,95). Аналогичное уменьшение общего диапазона заметно и на парной диаграмме (см. рис. 2, в). Также понятно, что чем ниже значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  начальной воды, тем меньше будет наклон линии регрессии, что и следует из формулы (3) [22]. В данном случае значение углового коэффициента – важный диагностический признак, поскольку это – закономерное следствие изотопного фракционирования при замерзании воды. Данный факт позволяет использовать модель формирования льда в закрытой системе для решения обратной задачи – через наклон линии регрессии и диапазон значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$ , описывающих реально установленные вариации во льду, можно найти начальную точку, от которой начался процесс льдообразования –  $\delta_0$  в формуле (1) – и приблизиться к оценке величины коэффициентов

фракционирования. В результате можно подобрать начальные значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  и коэффициенты  $\alpha_{18\text{O}}$  и  $\alpha_{2\text{H}}$  таким образом, чтобы смоделированные расчётные значения наиболее близко описывали реально установленные изотопные характеристики льда.

## Результаты и обсуждение

**Изотопный состав сегрегационного льда ядра бугра пучения близ пос. Елецкий.** В образцах льда, отобранного из верхней части льдистого ядра бугра пучения близ пос. Елецкий значения  $\delta^{18}\text{O}$  варьировали от  $-15,89$  до  $-14,02$  ‰ (среднее значение  $-15,2$  ‰), значения  $\delta^2\text{H}$  – от  $-102,3$  до  $-111,8$  ‰ (среднее значение  $-107,6$  ‰), величина дейтериевого эксцесса  $d_{\text{exc}}$  изменяется от 7,6 до 18,6 ‰ (табл. 1). Для сегрегационного ледяного ядра бугра пучения получено следующее соотношение:  $\delta^2\text{H} = 4,73\delta^{18}\text{O} - 35,68$  (рис. 3). Наклон линии регрессии около 5, как правило,

свидетельствует о процессах испарения воды, что и было нами обнаружено для образцов поверхностных вод вблизи бугра (см. рис. 3). Наклоны от 7 до 6 характерны для льдообразования в условиях закрытой системы. В данном случае полученный наклон в 4,7 не столько характеризует процессы льдообразования, сколько связан с тем, что данные распределены очень кучно (малый диапазон изменения по глубине) и плохо описываются линейной аппроксимацией.

Коэффициент достоверности линейной аппроксимации составил 0,47, что указывает на весьма условную линейность в данном случае. Тем не менее графически хорошо выражено, что точки льда на изотопной диаграмме расположены не вдоль глобальной линии метеорных вод, а формируют собственный тренд, который мы интерпретируем как льдообразование в условиях закрытой системы. Известно, что изотопные характеристики текстурных льдов (сегрегационные или льды деятельного слоя) отражают условия закрытой системы. Это связано с тем, что при промерзании деятельного слоя содержащаяся в нём влага оказывается между двух водоупоров: снизу – ММП, сверху – фронт промерзания. Таким образом, внутри этого одного промерзающего слоя устанавливаются условия закрытой системы, происходит миграция внутригрунтовой влаги к фронту промерзания и её изотопное обеднение при последовательном переходе в лёд. Такие эффекты, выраженные в величине наклона линии регрессии ниже восьми, для текстурных льдов были установлены в натурных наблюдениях на побережье моря Лаптева [25, 26] и в лабораторном эксперименте по промораживанию водонасыщенных суглинков [27].

Весьма небольшой диапазон значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  в случае с сегрегационным льдом бугра пучения близ пос. Елецкий, по нашему мнению, связан, во-первых, лишь с частичной реализацией условий закрытой системы ввиду быстрого замерзания или небольшого слоя, перешедшего в многолетнемёрзлое состояние (чем меньше мощность деятельного слоя, тем быстрее он промерзает), во-вторых – с изменением первичного распределения значений из-за просачивания с поверхности атмосферных осадков.

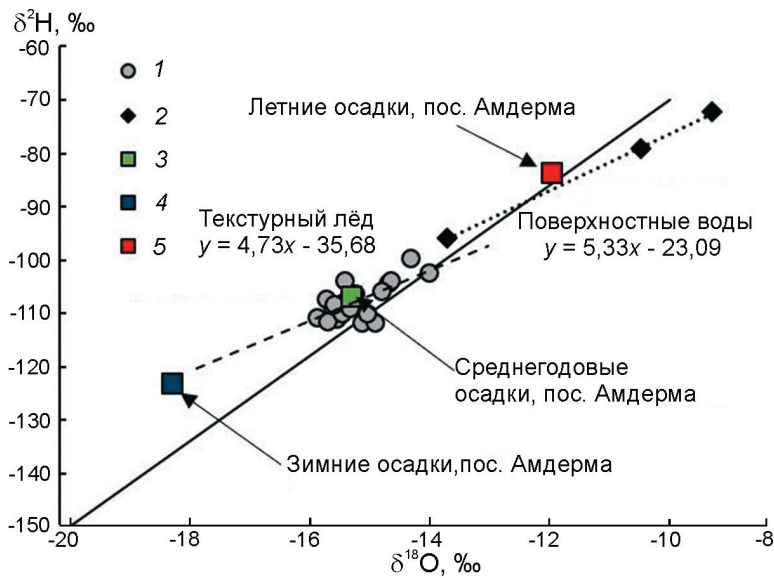
Распределение значений  $\delta^{18}\text{O}$  льда по глубине имеет выраженную тенденцию к утяжелению значений с глубиной (см. табл. 1). Можно

Таблица 1. Значения  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$  и  $d_{\text{exc}}$  в верхней части льдистого ядра бугра пучения у пос. Елецкий

Глубина, см	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰	$\delta^2\text{H}$ , ‰	$d_{\text{exc}}$ , ‰
89	-15,41	-107,8	15,5
92	-15,56	-110,9	13,6
95	-15,89	-110,7	16,4
98	-15,41	-103,7	19,6
103	-15,73	-107,2	18,6
106	-15,61	-109	15,9
109	-15,71	-111,4	14,3
111	-15,13	-111,6	9,4
116	-15,46	-108,8	14,9
121	-15,46	-110	13,7
123	-14,92	-111,8	7,6
129	-15,05	-110	10,4
133	-15,33	-109	13,7
135	-15,59	-108,3	16,5
138	-15,24	-106,2	15,8
148	-14,31	-99,5	15
151	-14,7	-104,4	13,2
152	-14,65	-103,7	13,5
155	-14,8	-105,8	12,6
157	-14,02	-102,3	9,8

предположить, что опробованный авторами лёд на глубинах 140–160 см сформировался, когда бугор только начал своё поднятие над окружающими понижениями. Источником влаги были воды окружающих мелких водоёмов, которые в дальнейшем, при продолжающемся активном испарении, образовали болото. Затем, по мере роста бугра, нижние части льдистого ядра также формировались при подтоке влаги из обводнённых понижений, а на верхнюю часть бугра, возвышающегося над окружающими межбугровыми понижениями, некоторое влияние оказывали атмосферные осадки. На глубинах 89–98 см лёд испытал воздействие атмосферных осадков, выпадающих на поверхность бугра и просачивающихся сквозь толщу торфа. О том, что атмосферные осадки могут участвовать в формировании льдистого ядра торфяных плато, ранее сообщалось для района с высоким увлажнением [28], так как поровое пространство в мёрзлом торфе торфяных площадей пучения часто не полностью заполнено льдом.

Значения  $\delta^{18}\text{O}$  в атмосферных осадках и поверхностных водах в пределах бугристого массива у пос. Елецкий в июле 2016 г. составили в сред-



**Рис. 3.** Соотношение  $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$  для сегрегационного льда ядра бугра пучения близ пос. Елецкий (1) и поверхностных вод (2) вблизи бугра.

Для сравнения приведены средневзвешенные значения по осадкам станции в пос. Амдерма (ближайшей метеостанции GNIP-Database, № 2302200): 3 – среднегодовые значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$ ; 4 – средневзвешенные значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  зимнего периода; 5 – средневзвешенные значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  летнего периода

**Fig. 3.** The  $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$  plot for segregation ice of the palsa core near the Eletsy village (1) and surface waters (2) near the palsa.

The weighted average  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  values for precipitation in Amderma station (the nearest weather station, GNIP-Database, № 2302200) also are shown: 3 – annual average  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  values; 4 – mean weighted  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  values for winter; 5 – mean weighted  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  values for summer

нем:  $-9,3\text{‰}$  в маленьком озере в межбугровом понижении;  $-10,25\text{‰}$  в дожде;  $-13,7\text{‰}$  в воде из увлажнённого понижения между буграми. Об изотопном составе атмосферных осадков региона можно судить по данным ГМС в пос. Амдерма – ближайшей к району исследований, на которой вели наблюдения за изотопным составом атмосферных осадков в рамках программы GNIP с 1980 по 1990 г. Получены несколько неполные данные по  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  (полная годовая запись по  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  доступна только за 1981, 1983, 1985 и 1990 гг.). Осреднение среднемесячных величин  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  в осадках на ГМС Амдерма (GNIP-Database, № 2302200) с учётом количества выпавших осадков (средневзвешенные) даёт следующие среднегодовые значения:  $\delta^2\text{H} = -106,7\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O} = -15,3\text{‰}$ ,  $d_{\text{ex}} = 15,7\text{‰}$ , которые практически идентичны установленным по льду из бугра пучения у пос. Елецкий (см. рис. 3).

Лёд в верхней части бугра пучения формировался преимущественно из атмосферной влаги. Скорее всего, промерзание происходило достаточно быстро, в результате чего изотопное фракционирование выражено не полностью, т.е. условия закрытой системы реализованы лишь частично. Однако сам наклон линии показывает, что льдообразование протекало путём сегрегации в условиях промерзания водонасыщенного деятельного слоя. Поскольку опробован был только верхний метр льдистых отложений бугра, восстановить всю историю пучения нельзя. Нижние части льдистого ядра бугра могли

формироваться, в том числе достаточно быстро, при подтоке влаги из окружающих обводнённых понижений. Маловероятно, что основным источником влаги для формирования льдистого ядра могли быть болотные воды. Такое предположение следует из соответствия значений  $\delta^{18}\text{O}$  льда таковым в атмосферных осадках, а также из того, что болотные воды подвергались значительному испарению. Это видно на рис. 2, исходя из наклона линии тренда и положения точек, характеризующих поверхностные воды, в области более высоких значений. Выраженная изотопная трансформация болотных вод показывает, что этот водоём длительное время подвергался испарению и, следовательно, существует давно. Судя по изотопным характеристикам, эти испарившиеся воды, скорее всего, заметно не участвовали в формировании льдистого ядра бугра. Основным источником воды для льдистого ядра могут быть обводнённые понижения непосредственно вблизи бугра, в которых скапливалась влага при таянии снега и выпадении летних осадков. Таким образом, эти понижения заполнены или насыщены (при отсутствии стоячей воды торф в межбугровых понижениях очень влажный, часто при копке шурфа в межбугровом понижении на глубине 10 см появляется вода) атмосферными водами, в которых преобладают осадки летнего сезона (судя по полученной нами величине  $-13,7\text{‰}$ ).

Значения  $\delta^{18}\text{O}$  в верхней части льдистого ядра бугра легче средневзвешенных по количе-

ству осадков значений  $\delta^{18}\text{O}$  у пос. Амдерма. Это указывает на проникновение в верхнюю часть бугра воды, в изотопном сигнале которой значительную долю составляют изотопно лёгкие зимние осадки. Можно предположить, что не все снеговые воды стекают в понижения из-за гипсометрии этой мерзлотной формы, но частично возможно их проникновение в слой сезонного оттаивания, а возможно, и ещё глубже. Об этом свидетельствует положение точки зимних атмосферных осадков на рис. 2, которая практически лежит на пролонгированном линейном тренде, описывающем изотопные характеристики сегрегационного льда бугра. Очевидно также, что в целом источником для формирования льдистого ядра служили атмосферные осадки, изотопные характеристики которых близки (или полностью совпадают) к современным осадкам пос. Амдерма. Из этого можно сделать два вывода:

1) в течение всего времени существования бугра от момента его пучения до настоящего времени изотопный состав атмосферных осадков региона оставался одинаковым, что показывает стабильность климатических параметров;

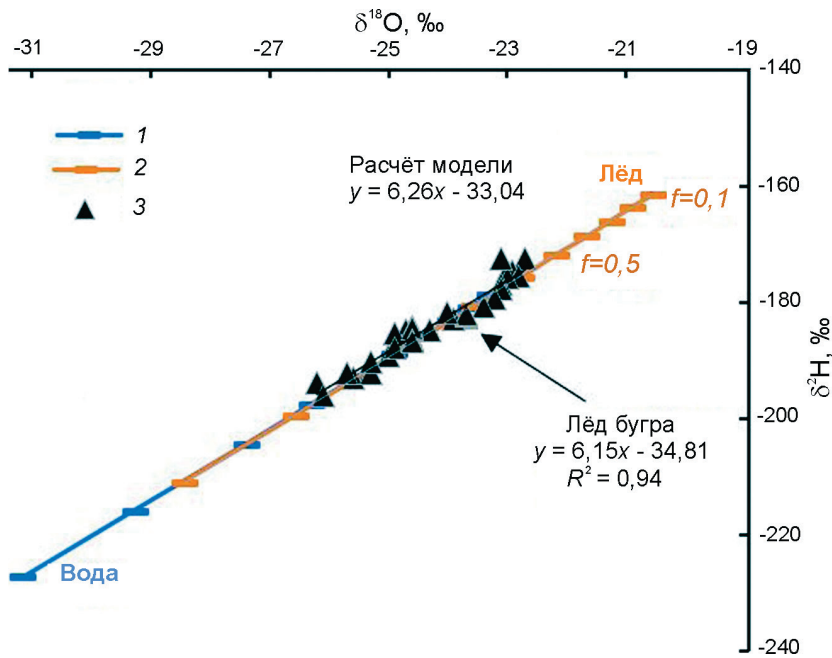
2) проникновение изотопного сигнала современных осадков указывает на то, что бугор за время своего существования мог неоднократно проседать и расти снова.

Радиоуглеродное датирование перекрывающего бугры торфа в этом бугристом массиве показало, что момент пучения для бугра высотой 3,5 и 4 м пришёлся на период 7,5 и 4,8 тыс. лет назад соответственно [13, 29]. О моменте пучения можно судить по смене субаквального торфа субаэральным и резкому замедлению скорости торфонакопления [29]. По мнению Н.Н. Романовского [30], возраст растущих миграционных бугров не превышает первых сотен лет, а при возрастании мощности ММП миграционные бугры переходят в реликтовое состояние. Исследованные нами бугры у пос. Елецкий не относятся к реликтовым; изотопный состав кислорода и водорода льда указывает на современный период их роста, а с учётом установленного момента пучения по ботаническому составу перекрывающего торфа и скоростей его накопления можно отметить, что бугры в данном массиве, скорее всего, как минимум один раз меняли направления своего развития — от растущей фазы к деградации и опять к возобновлению роста. Интересно, что

такая цикличность роста бугров может быть проявлена в изотопном составе углерода торфа. Мы отобрали перекрывающий бугор торф на глубине от 0 до 70 см (12 проб) и получили значения  $\delta^{13}\text{C}$  в диапазоне  $-27 \div -29,8 \text{ ‰}$  (среднее  $-28 \text{ ‰}$ ) [13].

При исследовании вертикального распределения значений  $\delta^{13}\text{C}$  в торфе бугров пучения на севере Швеции установлено, что слои, характеризующиеся повышенными значениями  $\delta^{13}\text{C}$ , отвечают условиям аэробного разложения торфа на поверхности выпуклого бугра, т.е. стадии пучения и поднятия поверхности бугра над обводнённым понижением [31]. Исследования Дж.П. Крюгера с соавторами [32] показали, что вертикальные профили  $\delta^{13}\text{C}$  торфа в ненарушенных буграх пучения также имеют тренды возрастания значений в «поворотной точке», а затем происходит снижение значений до основания торфяного слоя. Мы опробовали современную растительность, произрастающую на поверхности бугра, значения  $\delta^{13}\text{C}$  которой изменяются от  $-32 \text{ ‰}$  в веточках клюквы и  $-30 \text{ ‰}$  в листочках карликовой берёзки до  $-27 \text{ ‰}$  в грибах [13]. Таким образом, в нашем случае диапазон вариаций  $\delta^{13}\text{C}$  в растительности значительно перекрывает диапазон вариаций  $\delta^{13}\text{C}$  в торфе и делать выводы о трендах повышения или уменьшения значений с глубиной в поисках «поворотной точки» вряд ли возможно, даже в первом приближении. Всё это косвенно показывает, что бугристый массив может переживать периоды роста и опускания бугров, при этом в изотопном составе углерода торфа эти процессы никак не отражаются, затушёвываясь локальным преобладанием, даже незначительным, того или иного типа растительности при общей, в целом неизменной, растительной ассоциации.

**Изотопный состав сегрегационного и инъекционно-сегрегационного льда ядер сезонных бугров пучения.** Сильнее выражены эффекты изотопного фракционирования при льдообразовании ядер сезонных бугров пучения. В сезонных буграх наиболее отчётливо отражается обеднение льда, сформированного в условиях закрытой системы, поскольку лёд образуется за один сезон и, как правило, из одного локального резервуара (источника), не имеющего сообщения с другими водными объектами. Яркий пример бугров, льдистое ядро которых формируется по сегрегационно-инъекционному механизму, — сезон-



**Рис. 4.** Модельный расчёт формирования изотопных характеристик льда в закрытой системе и соответствующее ему распределение значений во льду бугра в Медвежьих скалах (Канада):

1 – значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  воды в расчётной модели закрытой системы; 2 – значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  льда в расчётной модели закрытой системы; 3 – значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  в ледяном ядре бугра по данным из [15]

**Fig. 4.** A model calculation of the formation of isotopic characteristics of ice in a closed system and the corresponding distribution of values in the ice of the frost mound in the Bear Rocks (Canada): 1 – values of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  of water from the calculated model of a closed system; 2 – values of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  of ice in the calculated model of a closed system; 3 – the values of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  in the ice core of the frost mound according to [15]

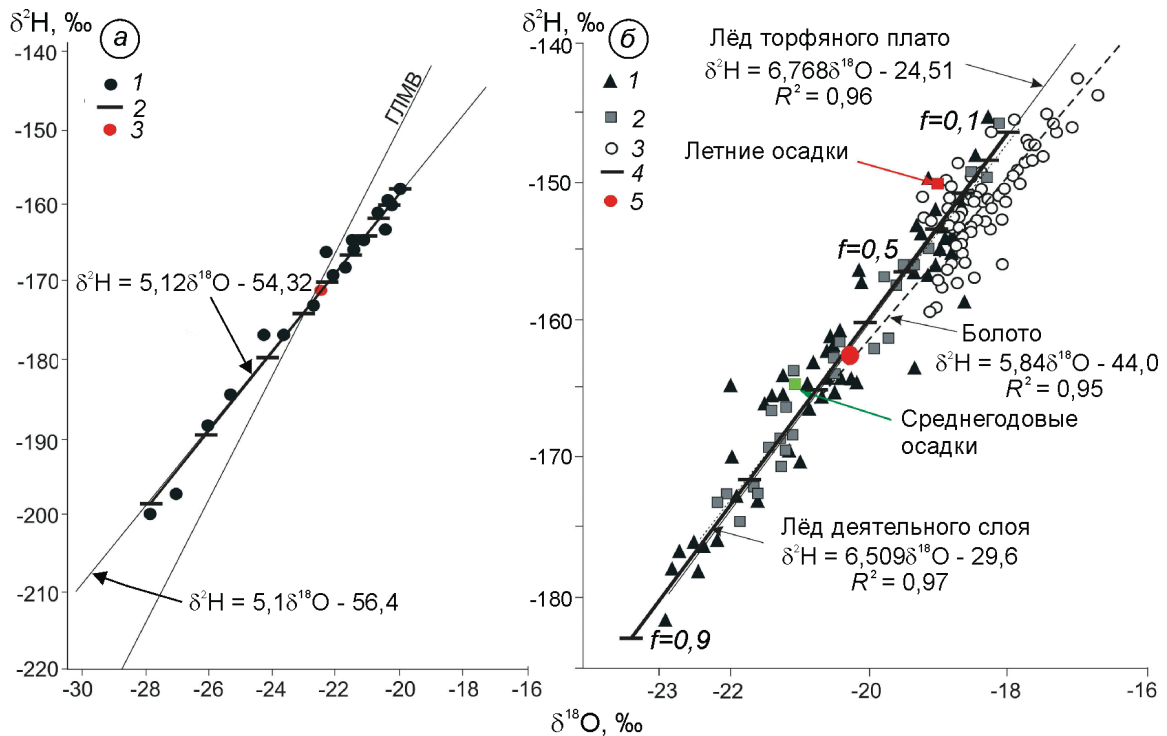
ные бугры в Медвежьих скалах [15] и в районе Норс Форк Пасс на Юконе (Канада) [18]. Сезонные бугры, исследованные в Медвежьих скалах (Северо-Западные территории, Канада), расположены в юго-восточной части хр. Нормана (64°55 с.ш., 125°39 з.д.), характерные особенности которого – прерывистое распространение многолетнемёрзлых пород и разгрузка подземных вод в виде наледей, которые нередко перекрывают сезонные бугры. Сезонные бугры имеют овальную форму и размеры от 20 м по короткой оси до 65 м по длинной оси, высота варьирует от 2,5 до 5 м [15]. Бугры формируются в грунтах с широкими вариациями гранулометрического состава. В их строении под слоем мёрзлого грунта или торфа мощностью от 20 до 85 см находился чистый лёд мощностью от 25 до 85 см; под слоем льда часто встречались пустоты высотой до 1,1 м.

Для *Медвежьих скал* было получено распределение значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  в двух ядрах, отобранных в сезонных буграх пучения, показавшее, что лёд формировался в условиях закрытой системы. По одному из бугров получено 23 образца льда из льдистого ядра. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  (и соответствующие им  $\delta^2\text{H}$ ) во льду имеют выраженную тенденцию к уменьшению с глубиной: от  $-22,7$  до  $-26,2$  ‰. Наклон линии регрессии, по данным Р. ван Эвердингена [15], составил 6,3. Всё это свидетельствует о формировании льда в условиях закрытой системы с выраженным

изотопным обеднением. Источником воды при этом служила линза подземных вод, которая образуется в начале зимы при неравномерном промерзании и перекрытии горизонтов разгрузки подземных вод района. Этот же процесс приводит к формированию наледных полей по соседству с буграми. По данным [15], значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  подземных вод района составляют  $-23$  и  $-177$  ‰ соответственно. Полученные значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  по льду бугра практически идеально совпадают с модельным расчётом Рэлеевского обеднения при льдообразовании в закрытой системе (см. табл. 1) при следующем начальном составе воды:  $\delta^{18}\text{O} = -23$  и  $\delta^2\text{H} = -177$  ‰ (рис. 4).

Точки льда на изотопной диаграмме формируют линейный тренд с наклоном линии регрессии 6,15 (при аппроксимации значений, опубликованных в [15], хотя в самой работе приводится цифра 6,3), в расчёте модели закрытой системы наклон составил 6,26 (см. рис. 4). Однако диапазон изменений значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  от первых порций льда до последних в расчёте значительно больше: в расчёте значения  $\delta^{18}\text{O}$  изменяются от  $-20,5$  до  $-26,5$  ‰ при увеличении фракций льда от 0,1 до 0,9. Значение  $\delta^{18}\text{O} = -22,7$  ‰ соответствует льду, сформированному при  $f = 0,5$ . Это может свидетельствовать о том, что 50% начального объёма воды водной линзы, послужившей источником для льда, было изъято (покинуло линзу) на формирование наледей, т.е. из водной





**Рис. 5.** Модельный расчёт формирования изотопных характеристик льда в закрытой системе и соответствие расчётного наклона установленному для образцов льда:

*a* – в районе Норс Форк Пасс (из [18]): 1 – значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  во льду сезонного бугра; 2 – линия регрессии в расчёте модели закрытой системы; 3 – начальная точка – источник воды; *б* – торфяного плато в юго-восточном Юконе (из [16]): 1 – значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  во льду бугра; 2 – значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  во льду деятельного слоя; 3 – значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  болотной воды; 4 – линия регрессии в расчёте модели закрытой системы; 5 – начальная точка – источник воды

**Fig. 5.** A model calculation of the formation of isotopic characteristics of ice in a closed system and comparison the calculated slope with that established for ice samples:

*a* – in the North Fork Pass region (from [18]): 1 –  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  values in the seasonal ice; 2 – regression line of closed system model; 3 – initial point - the source of water; *б* – peat plateau in the southeastern Yukon (from [16]): 1 –  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  values in the ice of the peat plateau; 2 –  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  values in the ice of the active layer; 3 –  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  values of swamp water; 4 – regression line of closed system model; 5 – initial point – water source

линзы сначала возникла наледь, а потом стало образовываться льдистое ядро бугра. Р. ван Эвердинген в своей принципиальной схеме образования сезонных бугров отмечает, что из водной линзы есть отток воды на поверхность и образование наледи. В данном случае отражена практически идеальная модельная картина льдообразования в условиях закрытой системы.

Сезонные бугры в районе *Норс Форк Пасс* ( $64^{\circ}35$  с.ш.,  $138^{\circ}18$  з.д.), очень распространены и формируются каждую зиму. Изотопные характеристики льда указывают на продолжительное замораживание постепенно сокращающегося объёма воды, что выражается в последовательном уменьшении значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  льда по глубине. То, что льдообразование протекало в закрытой системе, фиксируется в изотопном составе

кислорода и водорода льда; линия регрессии для образцов льда имеет следующий вид:

$$\delta^2\text{H} = 5,1\delta^{18}\text{O} - 56,4 \quad (R^2 = 0,99 \text{ из [18]}).$$

Данному наклону линии регрессии и диапазону вариаций значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  во льду соответствует льдообразование в закрытой системе из воды с начальным составом  $\delta^{18}\text{O} = -22,6$  и  $\delta^2\text{H} = -170$  ‰ (см. табл. 1, рис. 5, *a*).

Начальная вода по своим изотопным характеристикам соответствует подземным водам района [18]. Под ледяным ядром находится слой льдонасыщенного торфа, значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  в котором близки к воде источника. Здесь лёд формировался из той же воды, которая служила источником для ледяного ядра, но сегрегация льда в этом слое, скорее всего, происходила не в за-

Таблица 2. Изотопные характеристики начальной воды, послужившей источником для формирования льда бугров, по данным расчёта модели закрытой системы по установленным диапазонам и наклонам линий регрессии в ледяных ядрах бугров пучения Канады

Местоположение	Установлено во льду			По расчёту закрытой системы		
	$\delta^{18}\text{O}$ min	$\delta^{18}\text{O}$ max	наклон линии регрессии	$\delta^{18}\text{O}$ ( $\delta^2\text{H}$ ) источника	наклон линии регрессии	коэффициенты $\alpha_{18\text{O}}$ ( $\alpha_{2\text{H}}$ )
Медвежьи скалы [15]	-26,2	-22,7	6,3	-23 (-177)	6,26	1,0028 (1,021)
Норс Форк Пасс [18]	-28	-19,5	5,1	-22,6 (-170)	5,12	1,0028 (1,017)
Южный Юкон [16]	-23	-18	6,77	-20,5 (-164)	6,67	1,00255 (1,020)

крытой (во всяком случае, для этого мало оснований, здесь было отобрано шесть образцов) системе. Лёд ядра содержит крупные вертикальные столбчатые кристаллы, указывающие на горизонтальное положение фронта промерзания. Промерзание шло сверху вниз в одном цикле из ограниченной линзы воды. Наиболее интересный эффект при этом льдообразовании – несоответствие коэффициентов фракционирования для кислорода и водорода. На основании распределения значений  $\delta^{18}\text{O}$  в ледяном ядре по глубине Ф.А. Майкл делает вывод о соответствии наблюдаемых значений Рэлеевскому обеднению в закрытой системе с коэффициентами  $\alpha_{18\text{O}} = 1,0028$  (близкий к установленному в работе [21]) и  $\alpha_{2\text{H}} = 1,013$ . Такое отличие коэффициента для дейтерия от ранее установленных (например,  $\alpha_{2\text{H}} = 1,0212$  в работе [21]), по мнению Ф.А. Майкла, связано со скоростью образования льда, при которой равновесный коэффициент был достигнут для кислорода, но не для водорода. По нашим расчётам, ближе всего наблюдаемые величины  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  льда описываются моделью закрытой системы с коэффициентами  $\alpha_{18\text{O}} = 1,0028$  и  $\alpha_{2\text{H}} = 1,017$ . Эта величина  $\alpha_{2\text{H}}$  также меньше равновесной, но её применение позволило смоделировать распределение, соответствующее уравнению  $\delta^2\text{H} = 5,12\delta^{18}\text{O} - 54,32$ , что практически совпадает с полученным Майклом по образцам ледяного ядра (см. рис. 5).

Модельные расчёты по формированию льда в закрытой системе, выполненные для сезонных бугров, показывают, что установленные нами значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  начальной воды (источника) совпадают с описанными в работах [15, 18]. Это подтверждает справедливость решения обратной задачи – через наклон линии регрессии и диапазон значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  во льду установить начальную точку процесса льдообразования, т.е. изотопные характеристики источника.

Поэтому данный методический подход можно применить к исследованию многолетних миграционных бугров пучения.

Одни из немногих примеров детального изотопного изучения льда многолетних миграционных бугров пучения – торфяные плато в южном Юконе в Канаде ( $61^\circ$  с.ш.,  $129^\circ$  з.д.), исследованные С. Харрисом с соавторами. При этом авторы указывали на возможность формирования льдистого ядра торфяных плато за счёт атмосферных осадков [16]. Показано, что во льду торфяного плато (от сезонно-талого слоя до глубины 3,5–4 м) значения  $\delta^{18}\text{O}$  варьировали от  $-18$  до  $-23$  ‰, а  $\delta^2\text{H}$  – от  $-145$  до  $-184$  ‰. Линия соотношения  $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$  для болотных вод имеет наклон 5,8, что указывает на испарение болотных вод, а для льда торфяного плато – 6,76. Основываясь на результатах изотопных исследований льда торфяной площади пучения и вод окружающего болота, С. Харрис с соавторами пришёл к следующему выводу: поскольку соотношения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  для льда из мёрзлого ядра площади почти идентичны соотношениям  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  для льда перекрывающего его сезонно-талого слоя в конце весны, но при этом отличаются от изотопных значений и соотношений  $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$  для воды из болотных отложений, лёд в пределах площади пучения скорее всего сформировался за счёт осадков, а не болотных вод, мигрирующих к фронту промерзания.

Выводы С. Харриса вызвали дискуссию о возможности участия атмосферной влаги как основного источника воды в формировании льда льдистого ядра. На возможность неправильной интерпретации линейной аппроксимации с учётом статистических коэффициентов указывал К. Берн, который поставил под сомнение заметное отличие линий регрессии подземного льда и болотных вод [33]. Наш расчёт, выполненный по модели закрытой системы, подтверждает выводы

С. Харриса. Наиболее близко описывает полученные значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  во льду торфяного плато льдообразование в закрытой системе из воды с начальными характеристиками  $\delta^{18}\text{O} = -20,5 \text{ ‰}$  и  $\delta^2\text{H} = -164 \text{ ‰}$  (см. табл. 1, см. рис. 5, б). Эти значения, хотя и близки к среднегодовым средневзвешенным значениям атмосферных осадков Юкона ( $\delta^{18}\text{O} = -21,23$  и  $\delta^2\text{H} = -165,7 \text{ ‰}$  по станции GNIP Whitehorse WMO code 7196400), но отличаются низким  $d_{\text{exc}}$ . В то время как среднегодовая средневзвешенная величина  $d_{\text{exc}}$  в осадках составляет 4 ‰, величина  $d_{\text{exc}}$  начальной влаги, из которой формировался лёд, составляет около 0 ‰. Это позволяет предположить, что изотопные характеристики начальной воды сформированы смешением атмосферной влаги и испарившихся почвенных болотных вод, для которых характерны отрицательные величины  $d_{\text{exc}}$ . Балансовый расчёт показывает, что вода, из которой формировался лёд, состояла на 80% из среднегодовых атмосферных осадков и на 20% из испарившейся болотной воды.

Весьма необычные изотопные характеристики льда установлены в миграционных буграх пучения в районе р. ла Гранд де ла Балеин у Гудзонова залива, Квебек [34]. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  текстурного льда пальза варьируют от  $-10,4$  до  $-15,5 \text{ ‰}$ , при этом величины  $d_{\text{exc}}$  достигают  $+20 \div +26 \text{ ‰}$ , а в некоторых случаях и экстремально высоких величин  $+67 \div +76 \text{ ‰}$ ; также систематически высоки значения  $d_{\text{exc}}$  и в снежном покрове — до  $+45 \div +54 \text{ ‰}$ . Горизонты наибольших значений  $d_{\text{exc}}$  во льду пальза расположены на глубинах 1,83, 2,23 и 2,96–3,04 м. Л. Девер с соавторами предположили, что это отражает процессы рекристаллизации/сублимации снежного покрова и испарения, поскольку для опробованного ими весной снежного покрова были выявлены процессы трансформации начальных зимних значений, приведшие к увеличению значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $d_{\text{exc}}$ . По их мнению, это связано с кинетическими эффектами при испарении снега в условиях отрицательных температур. Согласно Л. Деверу [34], изотопный состав текстурных льдов, участвующих в формировании льдистого ядра пальза, — результат сразу нескольких механизмов: сублимации, смешения/просачивания, испарения. Такой вывод кажется несколько эклектичным, но позволяет предположить, что лёд ядра этого пальза формировался длительное

время, в ходе которого изменялись как источник воды, так и скорости намораживания льда. Возможно, именно поэтому во льду был получен такой большой разброс значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$ .

## Выводы

1. Разработан методический подход к установлению начальных изотопных характеристик влаги, послужившей источником для формирования льдистого ядра бугров пучения. Анализ диапазона значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  и наклона линии регрессии во льду бугров пучения позволил решить обратную задачу: через моделирование льдообразования в закрытой системе установить начальные изотопные характеристики источника влаги.

2. Сегрегационный и инъекционно-сегрегационный лёд ядер бугров пучения часто формируется в условиях закрытой системы (промерзание ограниченного объёма воды), когда промерзает водонасыщенный деятельный слой, влага в котором оказывается между двух водупоров и промерзает в закрытой системе. При этом образуется лёд, для которого наклоны линии регрессии  $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$  значительно ниже, чем для атмосферных вод.

3. Источником воды для формирования сегрегационного льда бугра пучения близ пос. Елецкий служила атмосферная влага с изотопными характеристиками, близкими к  $\delta^2\text{H} = -106,7$ ,  $\delta^{18}\text{O} = -15,3$  и  $d_{\text{exc}} = 15,7 \text{ ‰}$ . Эти значения соответствуют современным атмосферным осадкам, выпадающим в районе пос. Амдерма. Вода для образования льда могла поступать как на поверхность бугристого торфяника в виде атмосферных осадков (что видно по верхней части полученного изотопного профиля ледоминарального бугра), так и из межбугровых понижений, в которых скапливалась сезонная влага (талый снег, атмосферные осадки).

4. Использование модели закрытой системы при переходе воды в лёд (при формировании многолетних ледяных ядер бугров пучения) позволило подтвердить дискуссионную гипотезу о преобладающем атмосферном происхождении влаги, послужившей источником для образования многолетних торфяных бугров в южном Юконе (Канада). Расчёт показал, что вода, из

которой формировался лёд бугров, представляла собой смесь атмосферных осадков региона (80%) и болотных вод торфяного плато (20%). Косвенно это указывает на длительность или повторяемость формирования бугров, когда для образования льда частично была использована испаренная болотная вода.

**Благодарности.** Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00813 – изотопная интерпретация и моделирование и

проект № 18-05-60272 – изотопный анализ). Авторы глубоко признательны Н.А. Буданцевой за помощь в полевых исследованиях и при выполнении изотопных определений.

**Acknowledgments.** This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (project RFBR № 19-05-00813 isotope interpretation and modeling, project RFBR № 18-05-60272, isotope analyses). The authors are deeply grateful N.A. Budantseva for assistance in field studies and isotope analyses.

## Литература

1. *Vasil'chuk Yu.K.* Reconstruction of the paleoclimate of the Late Pleistocene and Holocene on the basis of isotope studies of subsurface ice and waters of the permafrost zone // *Water Resources*. 1991. V. 17. № 6. P. 640–647.
2. *Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C.* Ice-wedge formation in Northern Asia during the Holocene // *Permafrost and Periglacial Processes*. 1995. V. 6. № 3. P. 273–279. doi: 10.1002/ppp.3430060309.
3. *Vasil'chuk Yu. K.* Syngenetic ice wedges: cyclical formation, radiocarbon age and stable-isotope records // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2013. V. 24. № 1. P. 82–93. doi: 10.1002/ppp.1764.
4. *Vasil'chuk Yu., Vasil'chuk A.* Spatial distribution of mean winter air temperatures in Siberian permafrost at 20–18 ka BP using oxygen isotope data // *Boreas*. 2014. V. 43. № 3. P. 678–687. doi: 10.1111/bor.12033.
5. *Meyer H., Schirmermeister L., Andreev A., Wagner D., Hubberten H.-W., Yoshikawa K., Bobrov A., Wetterich S., Opel T., Kandiano E., Brown J.* Lateglacial and Holocene isotopic and environmental history of northern coastal Alaska – results from a buried ice-wedge system at Barrow // *Quaternary Science Reviews*. 2010. V. 29. P. 3720–3735.
6. *Meyer H., Opel T., Laepple T., Dereviagin A.Y., Hoffmann K., Werner M.* Long-term winter warming trend in the Siberian Arctic during the mid- to late Holocene // *Nature Geoscience*. 2015. V. 8. P. 122–125.
7. *Opel T., Wetterich S., Meyer H., Dereviagin A.Y., Fuchs M.C., Schirmermeister L.* Ground-ice stable isotopes and cryostratigraphy reflect late Quaternary palaeoclimate in the Northeast Siberian Arctic (Oyogos Yar coast, Dmitry Laptev Strait) // *Climate of the Past*. 2017. V. 13. P. 587–611.
8. *Opel T., Meyer H., Wetterich S., Laepple T., Dereviagin A., Murton J.* Ice wedges as archives of winter palaeoclimate: A review // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2018. V. 29. № 3. P. 199–209.
9. *Михалев Д.В.* Изотопно-кислородный анализ текстурообразующих льдов // *Изотопно-кислород-*

## References

1. *Vasil'chuk Yu.K.* Reconstruction of the paleoclimate of the Late Pleistocene and Holocene on the basis of isotope studies of subsurface ice and waters of the permafrost zone. *Water Resources*. 1991, 17 (6): 640–647.
2. *Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C.* Ice-wedge formation in Northern Asia during the Holocene. *Permafrost and Periglacial Processes*. 1995, 6 (3): 273–279. doi: 10.1002/ppp.3430060309
3. *Vasil'chuk Yu. K.* Syngenetic ice wedges: cyclical formation, radiocarbon age and stable-isotope records. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2013, 24 (1): 82–93. doi: 10.1002/ppp.1764.
4. *Vasil'chuk Yu., Vasil'chuk A.* Spatial distribution of mean winter air temperatures in Siberian permafrost at 20–18 ka BP using oxygen isotope data. *Boreas*. 2014, 43 (3): 678–687. doi: 10.1111/bor.12033.
5. *Meyer H., Schirmermeister L., Andreev A., Wagner D., Hubberten H.-W., Yoshikawa K., Bobrov A., Wetterich S., Opel T., Kandiano E., Brown J.* Lateglacial and Holocene isotopic and environmental history of northern coastal Alaska – results from a buried ice-wedge system at Barrow. *Quaternary Science Reviews*. 2010, 29: 3720–3735.
6. *Meyer H., Opel T., Laepple T., Dereviagin A.Y., Hoffmann K., Werner M.* Long-term winter warming trend in the Siberian Arctic during the mid- to late Holocene. *Nature Geoscience*. 2015, 8: 122–125.
7. *Opel T., Wetterich S., Meyer H., Dereviagin A.Y., Fuchs M.C., Schirmermeister L.* Ground-ice stable isotopes and cryostratigraphy reflect late Quaternary palaeoclimate in the Northeast Siberian Arctic (Oyogos Yar coast, Dmitry Laptev Strait). *Climate of the Past*. 2017, 13: 587–611.
8. *Opel T., Meyer H., Wetterich S., Laepple T., Dereviagin A., Murton J.* Ice wedges as archives of winter palaeoclimate: A review. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2018, 29 (3): 199–209.
9. *Mikhalev D.V.* Oxygen isotope analysis of texture-forming ice. *Izotopno-kislorodnyi sostav podzemnykh l'dov*. Oxygen isotope composition of underground ice. Moscow: MSU, 1996: 38–82. [In Russian].

- ный состав подземных льдов. М.: Изд-во МГУ, 1996. С. 38–82.
10. Schwamborn G., Meyer H., Fedorov G., Schirrmeister L., Hubberten H.-W. Ground ice and slope sediments archiving late Quaternary paleoenvironment and paleoclimate signals at the margins of El'gygytyn Impact Crater, NE Siberia // *Quaternary Research*. 2006. V. 66. P. 259–272.
  11. Schirrmeister L., Grosse G., Schnelle M., Fuchs M., Krbetschek M., Ulrich M., Kunitsky V., Grigoriev M., Andreev A., Kenast F., Meyer H., Babiy O., Klimova I., Bobrov A., Wetterich S., Schwamborn G. Late Quaternary paleoenvironmental records from the western Lena Delta, Arctic Siberia // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2011. V. 299. P. 175–196.
  12. Wetterich S., Rudaya N., Tumskoy V., Andreev A., Opel T., Schirrmeister L., Meyer H. Last Glacial Maximum records in permafrost of the East Siberian Arctic // *Quaternary Science Reviews*. 2011. V. 13. P. 3139–3151.
  13. Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н., Блудушкина Л.Б., Васильчук Ю.К. Стабильные изотопы кислорода, водорода и углерода и возраст палса близ поселка Елецкий, северо-восток Большеземельской тундры // *Арктика и Антарктика*. 2017. № 4. С. 38–56. doi: 10.7256/2453-8922.2017.4.25087.
  14. van Everdingen R.O. Frost mounds at Bear Rock. near Fort Norman, Northwest Territories 1975–1976 // *Canadian Journ. of Earth Sciences*. 1978. V. 15. P. 263–276.
  15. van Everdingen R.O. Frost Blisters of the Bear Rock Spring Area near Fort Norman, N.W.T. // *Arctic*. 1982. V. 35. № 2. P. 243–265.
  16. Harris S. A., Schmidt I.H., Krouse H.R. Hydrogen and oxygen isotopes and the origin of the ice in peat plateaus // *Permafrost and Periglacial Processes*. 1992. V. 3. № 1. P. 19–27.
  17. Harris S.A., Waters N.M., Krouse H.R. Hydrogen and oxygen isotopes and the origin of the ice in peat plateaus: reply // *Permafrost and Periglacial Processes*. 1993. V. 4. № 3. P. 269–275.
  18. Michel F.A. Isotope geochemistry of frost-blister ice, North Fork Pass, Yukon, Canada // *Canadian Journ. of Earth Sciences*. 1986. V. 23. № 4. P. 543–549.
  19. Евсеев В.П. Миграционные бугры пучения Северо-Востока Европейской части СССР и Западной Сибири. Диссертация на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М., МГУ им. М.В. Ломоносова, 1974. 159 с.
  20. Дубинина Е.О., Чижова Ю.Н., Коссова С.А., Авдеевко А.С., Мирошников А.Ю. Формирование изотопных ( $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$ , d) параметров ледников и водного стока с Северного острова архипелага Новая Земля // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 2. С. 200–215. doi: 10.31857/S0030157420010098.
  21. Lehmann M., Siegenthaler U. Equilibrium oxygen- and hydrogen-isotope fractionation between ice and water // *Journ. of Glaciology*. 1991. V. 37. № 125. P. 23–26.
  10. Schwamborn G., Meyer H., Fedorov G., Schirrmeister L., Hubberten H.-W. Ground ice and slope sediments archiving late Quaternary paleoenvironment and paleoclimate signals at the margins of El'gygytyn Impact Crater, NE Siberia. *Quaternary Research*. 2006, 66: 259–272.
  11. Schirrmeister L., Grosse G., Schnelle M., Fuchs M., Krbetschek M., Ulrich M., Kunitsky V., Grigoriev M., Andreev A., Kenast F., Meyer H., Babiy O., Klimova I., Bobrov A., Wetterich S., Schwamborn G. Late Quaternary paleoenvironmental records from the western Lena Delta, Arctic Siberia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2011, 299: 175–196.
  12. Wetterich S., Rudaya N., Tumskoy V., Andreev A., Opel T., Schirrmeister L., Meyer H. Last Glacial Maximum records in permafrost of the East Siberian Arctic. *Quaternary Science Reviews*. 2011, 13: 3139–3151.
  13. Budantseva N.A., Chizhova Ju.N., Bludushkina L.B., Vasilchuk Yu.K. Stable isotopes of oxygen, hydrogen and carbon and age of the palsa near the village of Yel'tsky, northeast of the Bolshezemelskaya tundra. *Arktika i Antarktika*. Arctic and Antarctic. 2017, 4: 38–56. doi: 10.7256/2453-8922.2017.4.25087. [In Russian].
  14. van Everdingen R.O. Frost mounds at Bear Rock near Fort Norman, Northwest Territories 1975–1976. *Canadian Journ. of Earth Sciences*. 1978, 15: 263–276.
  15. van Everdingen R.O. Frost Blisters of the Bear Rock Spring Area near Fort Norman, N.W.T. Arctic. 1982, 35 (2): 243–265.
  16. Harris S. A., Schmidt I.H., Krouse H.R. Hydrogen and oxygen isotopes and the origin of the ice in peat plateaus. *Permafrost and Periglacial Processes*. 1992, 3 (1): 19–27.
  17. Harris S.A., Waters N.M., Krouse H.R. Hydrogen and oxygen isotopes and the origin of the ice in peat plateaus: reply. *Permafrost and Periglacial Processes*. 1993, 4 (3): 269–275.
  18. Michel F.A. Isotope geochemistry of frost-blister ice, North Fork Pass, Yukon, Canada. *Canadian Journ. of Earth Sciences*. 1986, 23 (4): 543–549.
  19. Evseev V.P. *Migratsionnyye bugry pucheniya Severo-Vostoka Yevpropeyskoy chasti SSSR i Zapadnoy Sibiri*. Migration hillocks of heaving of the North-East of the European part of the USSR and Western Siberia. PhD. Moscow: Lomonosov State University, 1974: 159 p. [In Russian].
  20. Dubinina E.O., Chizhova Ju.N., Kossova S.A., Avdeenko A.S., Miroshnikov A.Yu. Formation of isotope parameters ( $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$ , d) of glaciers and water runoff from the North Island of the Novaya Zemlya archipelago. *Okeanologiya*. Oceanology. 2020, 60 (2): 200–215. doi: 10.31857/S0030157420010098. [In Russian].
  21. Lehmann M., Siegenthaler U. Equilibrium oxygen- and hydrogen-isotope fractionation between ice and water. *Journ. of Glaciology*. 1991, 37 (125): 23–26.

22. Souchez R.A., Jouzel J. On the Isotopic Composition in  $\delta D$  and  $\delta^{18}O$  of Water and Ice During Freezing // Journ. of Glaciology. 1984. V. 30. № 106. P. 369–372. doi: 10.3189/s002214300006249.
23. Lacelle D. On the  $\delta^{18}O$ ,  $\delta D$  and d-excess relations in meteoric precipitation and during equilibrium freezing: Theoretical approach and field examples // Permafrost and Periglacial Processes. 2011. V. 22 № 1. P. 13–25.
24. Чиждова Ю.Н., Васильчук Ю.К. Изотопная индикация условий образования ледяного ядра булгунняхов (пинго) // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 4. С. 507–523. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-507-523.
25. Деревягин А.Ю., Чиждов А.Б., Майер Х., Опель Т., Ширрмейстер Л., Веттерих С. Изотопный состав текстурных льдов побережья моря Лаптевых // Криосфера Земли. 2013. Т. 17. № 3. С. 27–34.
26. Деревягин А.Ю., Чиждов А.Б., Майер Х., Опель Т. Сравнительный анализ изотопного состава повторно-жильных и текстурных льдов побережья моря Лаптевых // Криосфера Земли. 2016. Т. 20. № 2. С. 15–24.
27. Конищев В.Н., Голубев В.Н., Рогов В.В., Сократов С.А., Токарев И.В. Экспериментальное исследование изотопного фракционирования воды в процессе сегрегационного льдообразования // Криосфера Земли. 2014. Т. 18. № 3. С. 3–10.
28. Zoltai S.C., Tarnocai C. Perennially frozen peatlands in the western Arctic and Subarctic of Canada // Canadian Journ. of Earth Sciences. 1975. № 12. P. 28–43.
29. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чиждова Ю.Н. Выпуклые бугры пучения многолетнемерзлых торфяных массивов. М.: Изд-во МГУ, 2008. 571 с.
30. Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. М.: Изд-во МГУ, 1993. 336 с.
31. Alewell C., Giesler R., Klaminder J., Leifeld J., Rollog M. Stable carbon isotopes as indicators for environmental change in palsa peats // Biogeosciences. 2011. V. 8. P. 1769–1778.
32. Krüger J. P., Leifeld J., Alewell C. Degradation changes stable carbon isotope depth profiles in palsa peatlands // Biogeosciences. 2014. V. 11. P. 3369–3380.
33. Burn C.R. Hydrogen and oxygen isotopes and the origin of the ice in peat plateaus: Discussion // Permafrost and Periglacial Processes. 1993. V. 4. № 3. P. 265–267.
34. Dever L., Hillaire-Marcel C., Fontes J.C.H. Composition isotopique, géochimie et genese de la glace en lentilles (palsen) dans les tourbieres du Nouveau-Quebec (Canada) // Journ. of Hydrology. 1984. V. 71. P. 107–130.
22. Souchez R.A., Jouzel J. On the Isotopic Composition in  $\delta D$  and  $\delta^{18}O$  of Water and Ice During Freezing. Journ. of Glaciology. 1984, 30 (106): 369–372.
23. Lacelle D. On the  $\delta^{18}O$ ,  $\delta D$  and d-excess relations in meteoric precipitation and during equilibrium freezing: Theoretical approach and field examples. Permafrost and Periglacial Processes. 2011, 22 (1): 13–25.
24. Chizhova Ju.N., Vasil'chuk Yu.K. Use of stable water isotopes to identify stages of the pingo ice core formation. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018, 58 (4): 507–523. [In Russian].
25. Derevyagin A.Yu., Chizhov AB, Mayer H., Opel T., Shirrmeister L., Vetterikh S. Isotopic composition of texture ices of the Laptev Sea. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2013, 17 (3): 27–34. [In Russian].
26. Derevyagin AY, AB Chizhov, Mayer H., Opel T. Comparative Analysis of the isotopic composition of ice-wedges and texture ice of the Laptev Sea coast. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2016, 20 (2): 15–24. [In Russian].
27. Konishchev V.N., Golubev V.N., Rogov V.V., Sokratov S.A., Tokarev I.V. Experimental study of isotopic fractionation of water during segregation ice formation. *Kriosfera Zemli*. Earth Cryosphere. 2014, 18 (3): 3–10. [In Russian].
28. Zoltai S.C., Tarnocai C. Perennially frozen peatlands in the western Arctic and Subarctic of Canada. Canadian Journ. of Earth Sciences. 1975, 12: 28–43.
29. Vasilchuk Yu.K., Vasilchuk A.C., Budantseva N.A., Chizhova Ju.N. *Vypuklyye bugry pucheniya mnogoletnemerzlykh torfyanykh massivov*. Palsa of frozen peat mires. Moscow: MSU, 2008: 571 p. [In Russian].
30. Romanovsky N.N. *Osnovy kriogeneza litosfery: Uchebnoye posobiye*. Fundamentals of cryogenesis of the lithosphere. Moscow: MSU, 1993: 336 p. [In Russian].
31. Alewell C., Giesler R., Klaminder J., Leifeld J., Rollog M. Stable carbon isotopes as indicators for environmental change in palsa peats. *Biogeosciences*. 2011, 8: 1769–1778.
32. Krüger J. P., Leifeld J., Alewell C. Degradation changes stable carbon isotope depth profiles in palsa peatlands. *Biogeosciences*. 2014, 11: 3369–3380.
33. Burn C.R. Hydrogen and oxygen isotopes and the origin of the ice in peat plateaus: Discussion. *Permafrost and Periglacial Processes*. 1993, 4 (3): 265–267.
34. Dever L., Hillaire-Marcel C., Fontes J.C.H. Composition isotopique, géochimie et genese de la glace en lentilles (palsen) dans les tourbieres du Nouveau-Quebec (Canada). *Journ. of Hydrology*. 1984, 71: 107–130.