

## ПЛАСТОВЫЕ ЛЬДЫ ВНУТРИГРУНТОВОГО ГЕНЕЗИСА НА ВОСТОЧНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ЧУКОТКИ: ВОЗРАСТ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ

Ю. К. Васильчук<sup>1</sup>, Н. А. Буданцева<sup>1</sup>, А. А. Маслаков<sup>1</sup>, И. В. Токарев<sup>2</sup>, А. К. Васильчук<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова (Москва, Российская Федерация)

<sup>2</sup> Научный парк Санкт-Петербургского государственного университета (Санкт-Петербург, Российская Федерация)

### Для цитирования

Васильчук Ю. К., Буданцева Н. А., Маслаков А. А. и др. Пластовые льды внутригрунтового генезиса на восточном побережье Чукотки: возраст и изотопный состав // Арктика: экология и экономика. — 2025. — Т. 15, № 1. — С. 4—16. — DOI: 10.25283/2223-4594-2025-1-4-16.

Статья поступила в редакцию 22 октября 2024 г.

*Исследование пластовых льдов на восточном побережье Чукотки, включающее радиоуглеродное AMS датирование льда и определение его изотопного состава, показало, что большая часть исследованных пластовых залежей образовалась в позднем плейстоцене, между 22 и 27,5 тыс. калиброванных лет назад. Сравнительно высокие значения изотопного состава льда и существенные вариации значений  $\delta^{18}\text{O}$ , достигающие 6‰, указывают на преимущественно внутригрунтовое происхождение пластовых льдов, формирование которых происходило при промерзании водонасыщенных отложений в условиях закрытой системы.*

**Ключевые слова:** Арктическая зона России, пластовый лед, криостратиграфия, радиоуглеродный возраст, стабильные изотопы, Чукотка, поздний плейстоцен.

### Введение

Современное потепление климата в Арктике и в частности на Чукотке способствует более глубокому сезонному протаиванию и активизации со-лифлюкционных оползней, приводящих к вскрытию пластовых льдов. Вскрытые пластовые ледяные залежи, в свою очередь, под воздействием летних положительных температур воздуха и дождей активно вытаивают, что приводит к разрушению береговой линии (рис. 1) и ущербу для объектов инфраструктуры поселков [1; 2].

При частичном протаивании пластовых льдов внутригрунтового генезиса в полостях протаивания между льдом и нижележащим грунтом могут скапливаться газы (например, метан), что впоследствии может привести к взрыву и образованию воронок и провалов. Подобное явление было многократно

зафиксировано в центральной части полуострова Ямал, в том числе в 2023 г. в 12,7 км южнее Бованенковского нефтегазоконденсатного месторождения (НГКМ). Было установлено, что произошел взрыв бугра пучения из-за газов, скопившихся в полости глубиной не менее 30 м [3].

Такие мощные выбросы/взрывы газа могут как привести к катастрофическим изменениям природного ландшафта, так и нанести большой урон объектам нефтегазовой отрасли. В то же время пластовые льды могут быть использованы для создания в них подземных хранилищ, например, нефти и сжиженных углеводородных газов в районах разработок НГКМ. Перспективы создания таких хранилищ рассматриваются на Бованенковском НГКМ, где мощность пластовых льдов по вертикали и простираению и глубина их залегания достаточны для создания в них выработок подземных камер-хранилищ. При этом затраты на строительство подземных хранилищ намного ниже, чем наземных хранилищ; кроме

© Васильчук Ю. К., Буданцева Н. А., Маслаков А. А., Токарев И. В., Васильчук А. К., 2025

того, существенно меньше прогнозируемое негативное экологическое воздействие на окружающую среду при эксплуатации подземных хранилищ [4].

Пластовые льды детально исследованы в разных районах Чукотки. Определения изотопного состава проводили Ю. К. Васильчук, А. Н. Котов и С. Ю. Королев для пластовых льдов, исследованных в районе озера Коолень, в долинах рек Амгуэма и Танюрер, вблизи города Анадырь и на побережье залива Онемен [5—9]. Практически во всех случаях природа и возраст этих залежей вызывали острые дискуссии. Ряд исследователей предполагает ледниковую погребенную природу пластовых льдов на востоке Чукотки [6]. Некоторые исследователи [10; 11] выделяют на Чукотке три позднеплейстоценовых конечно-моренных комплекса, хотя даже убежденные гляциалисты признают, что последнее позднеплейстоценовое (сартанское) оледенение по масштабам было во много раз меньше зырянского и оно, как правило, не выходило за пределы верхних ярусов горных сооружений. Возраст пластовых льдов достоверно установлен не был, поскольку прямое датирование льда не проводилось, оценка возраста пластового льда, как правило, проводилась на основании датировок вмещающих отложений или принадлежности пластовых льдов к отложениям теоретически выделенных стадий оледенения.

В связи с этим полученные авторами с помощью ускорительной масс-спектрометрии (AMS) впервые для Чукотки новые радиоуглеродные датировки и детальные изотопные данные по позднеплейстоценовым пластовым льдам на восточном побережье полуострова весьма актуальны. Основная цель данной работы — установить генезис и время формирования пластовых льдов на побережье Мечигменской губы и залива Лаврентия на востоке Чукотки.

### Методы исследований

**Полевые исследования.** Изученные пластовые ледяные залежи были вскрыты в обнажении второй морской террасы (абсолютная высота 4—9 м) вдоль берега Мечигменской губы и залива Лаврентия Берингова моря в районе поселка Лаврентия и села Лорино (рис. 1, 2).

Рассматриваемые в работе обнажения с пластовыми льдами изучались авторами с 2015 по 2022 гг. Образцы льда отбирались из пластовых льдов по вертикали и горизонтально, как правило, через каждые 20—50 см. До отбора образца удалялся поверхностный слой толщиной около 5 см, чтобы исключить возможную примесь современной воды, а также для удаления поверхностного осадка. Каждый образец льда помещался в двойной пластиковый пакет, лед таял при температуре немного выше 0°C, переливался в пластиковый флакон и заматывался парафильмом для минимизации испарения. Все образцы льда выстаивались не менее 24 ч, для  $^{14}\text{C}$  датирования были выбраны образцы с наибольшим количеством осадка.

**Радиоуглеродные измерения возраста.** Радиоуглеродное датирование микровключений органического материала, экстрагированного непосредственно из образцов пластового льда, проведено в ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» Института географии РАН (получение счетного материала — индекс  $\text{IGAN}_{\text{AMS}}$ ) и Центра изотопных исследований Университета Джорджии, США (получение AMS датировки). Калибровка всех полученных датировок проведена с применением программы Oxcal 4.4 на основе базы данных IntCal20 [12; 13], даты приведены в виде тысяч калиброванных лет (кал. лет) назад.

**Измерения стабильных изотопов.** Определения изотопного состава кислорода и водорода ( $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$ ) во льду образцов 2015—2021 гг. выполнялись в лаборатории стабильных изотопов географического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова на масс-спектрометре Delta-V Plus с использованием комплекса газ-бенч. Для калибровки измерений использовались международные стандарты V-SMOW, GRESP, GISP и SLAP. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  выражены в промилле относительно V-SMOW. Погрешность определений составила  $\pm 1\text{‰}$  для  $\delta^2\text{H}$  и  $\pm 0,4\text{‰}$  для  $\delta^{18}\text{O}$ . Изотопные измерения образцов 2022 г. выполнены на лазерном инфракрасном спектрометре Picarro L 2130-i в Ресурсном центре «Рентгенодифракционные методы исследования» Научного парка Санкт-Петербургского государственного университета. Использованы международные стандарты V-SMOW-2, GISP, SLAP, USGS-45 и USGS-46. Погрешность определений для  $\delta^{18}\text{O}$  составила  $\pm 0,02\text{‰}$ , для  $\delta^2\text{H}$  —  $\pm 0,3\text{‰}$ .

### Обсуждение результатов

*Криостратиграфия, радиоуглеродный возраст и изотопный состав пластовых ледяных залежей*

**Пластовые ледяные залежи в обнажениях на побережье залива Лаврентия.** Пластовая ледяная залежь ПЛ-1 изучена летом 2017 г. в обнажении на побережье залива Лаврентия, в 2 км к югу от поселка Лаврентия ( $65^{\circ}32'51''$  с. ш.,  $171^{\circ}58'24''$  з. д.). Ледяная залежь была вскрыта в термоцирке на морском берегу на высоте 5 м над уровнем моря. Ширина залежи составила 18,6 м, видимая мощность — 3,1 м. Лед залежи слоистый за счет переслаивания чистого льда и суглинка. Лед перекрыт суглинком с включением щебня, мощность перекрывающих отложений варьирует от 1,5 до 3,0 м.

По микровключениям органики во льду на глубине 1—1,3 м получена  $^{14}\text{C}$  AMS датировка 27 553 кал. лет [14].

В обнажении льда по вертикали было отобрано 27 образцов льда для изотопных определений. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  во льду варьируют от  $-19\text{‰}$  до  $-14,8\text{‰}$ , значения  $\delta^2\text{H}$  — от  $-116,3\text{‰}$  до  $-148,4\text{‰}$  (рис. 3а, табл. 1). Распределение значений  $\delta^{18}\text{O}$  по глубине довольно контрастное с отрицательным пиком

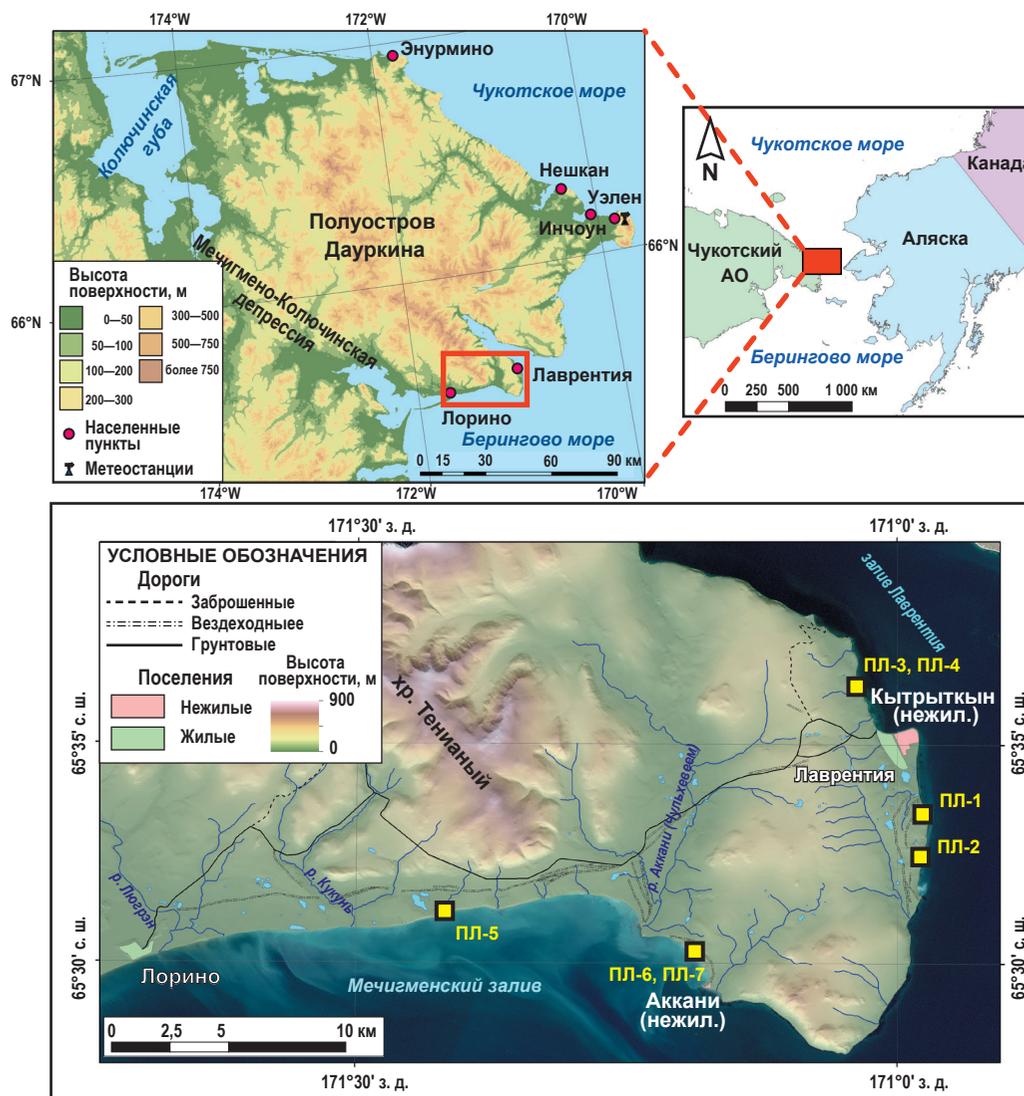


Рис. 1. Район исследований на восточном побережье Чукотского полуострова и расположение обнажений с ледяными (ПЛ)

Fig. 1. Map of the study area on the eastern coast of Chukotka and the location of sites with massive ice (MI) exposures

в верхней части на глубине 0,15 м и положительным пиком на глубине 1,6 м.

Пластовая ледяная залежь ПЛ-2 изучена в 2020 г. в обнажении на берегу залива Лаврентия (65°31'45,8" с. ш., 170°58'57,4" з. д.) в 7 км к югу от поселка Лаврентия (см. рис. 2в). Вертикальная мощность вскрытой части пластовой залежи составляла около 2,5 м, верхний контакт ровный, четкий. Лед перекрыт темно-серыми суглинками с включениями гравия, с сетчатой криогенной текстурой. Пластовая залежь представлена чистым дислоцированным слоистым льдом. Слоистость подчеркивается за счет прослоев серого суглинка с включениями щебня диаметром 0,2—3,0 см. Иногда слоистость нарушена включением слегка окатанных валунов диаметром до 30 см.

В обнажении льда по вертикали было отобрано 20 образцов льда. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  в пластовой за-

лежи варьируют от  $-24,5\text{‰}$  до  $-17\text{‰}$ , значения  $\delta^{2}\text{H}$  — от  $-148,4\text{‰}$  до  $-116,3\text{‰}$ . Основная часть полученных значений  $\delta^{18}\text{O}$  варьирует в диапазоне  $-18\text{‰}$ ... $-17\text{‰}$ , однако на глубине 1,2 м от кровли пласта (и немного в стороне от линии отбора) выявлен отрицательный изотопный пик со значением  $\delta^{18}\text{O} = -24,5\text{‰}$  и  $\delta^{2}\text{H} = -191,3\text{‰}$  (см. рис. 3б, табл. 1).

В 2019—2020 гг. исследованы два обнажения ледяной залежи (ПЛ-3 и ПЛ-4) в 2,5 км к северу от поселка Лаврентия (65°36'29,4" с. ш., 171°02'14,1" з. д.). Залежь была вскрыта в крупном термоцирке (ширина около 70 м, глубина 45 м). Вмещающие отложения представлены суглинком с включением обломков диаметром до 1 м разной степени окатанности и гнездами черного торфа. Мощность перекрывающих отложений составила 1—2 м. Сама залежь представляла собой переслаивание про-

зрачного чистого льда (с редким включением пузырьков) с серым суглинком, включающим валуны и дресву. Слои расположены под углом 5—8° по отношению к линии горизонта.

По микровключениям органики во льду залежи, вскрытой в 2020 г. (ПЛ-4), на глубине около 1 м получена  $^{14}\text{C}$  AMS датировка 22 193 кал. лет.

Во фрагменте ледяной залежи ПЛ-3 по вертикали было отобрано 19 образцов льда, значения  $\delta^{18}\text{O}$  распределены почти равномерно по глубине и варьировали в узком диапазоне от  $-19,02\text{‰}$  до  $-18,16\text{‰}$  (см. рис. 3в).

В образцах льда залежи ПЛ-4 отобрано 11 образцов льда по вертикали, диапазон значений изотопного состава оказался сравнительно широким — значения  $\delta^{18}\text{O}$  варьировали от  $-21,3\text{‰}$  до  $-16,6\text{‰}$ , значения  $\delta^2\text{H}$  — от  $-163,9\text{‰}$  до  $-123,9\text{‰}$ . В распределении значений  $\delta^{18}\text{O}$  по вертикали можно отметить снижение значений до глубины около 2 м, затем резкое повышение значений почти на  $5\text{‰}$  (см. рис. 3г, табл. 1).

#### Пластовые ледяные залежи в обнажениях на побережье Мечигменского залива.

В 2015 г. в береговом термоцирке в останце ледниково-морской террасы высотой 30—50 м в 8 км к западу от устья реки Чульхевеем (Большая Аккани) исследована пластовая ледяная залежь ПЛ-5 на высоте около 5 м над уровнем моря ( $65^{\circ}31'10,8''$  с. ш.,  $171^{\circ}25'04,9''$  з. д.). Ширина термоцирка составила около 20 м, ширина вскрытого фрагмента льда — около 6 м. Перекрывающие отложения мощностью 17 м представлены слабодистым суглинком с редкими включениями мелких валунов и гальки. Мощность вскрытой части ледяного пласта достигает 4,7 м. Лед чистый, с редким включением пузырьков и хорошо видимой слоистостью. Мощность прослоев чистого льда 5—15 см, они чередуются с тонкими прослоями (до 5 мм) мутного льда или суглинка.

Лед был отобран по вертикали (6 образцов) и горизонтали (6 образцов), значения  $\delta^{18}\text{O}$  во льду довольно высокие и варьировали в узком диапазоне от  $-16,1\text{‰}$  до  $-14,8\text{‰}$  (см. рис. 3д, табл. 1).

Пластовая ледяная залежь ПЛ-6 исследована в 2016 г. (см. рис. 2б) в 2 км к юго-востоку от устья



Рис. 2. Обнажения с пластовыми льдами на побережье залива Лаврентия и Мечигменского залива: а — в 23 км (2018 г.), б — в устье реки Большая Аккани (2016 г.), в — в 7 км к югу от поселка Лаврентия (2019 г.)

Fig. 2. Massive ice exposures on the coast of Lavrentiya Bay and Mechigmen'sky Gulf: а — at 23 km (2018), б — at the Bol'shaya Akkani River mouth (2016), в — 7 km south of the Lavrentiya settlement (2019)

реки Чульхевеем (Большая Аккани) на побережье Мечигменского залива в 1 км к северо-востоку от базы морских охотников Аккани ( $65^{\circ}30'28,4''$  с. ш.,  $171^{\circ}11'50,2''$  з. д.).

Мощный и сравнительно протяженный пласт льда шириной 45 м и толщиной до 2,7 м вскрыт в термоцирке шириной 50 м с высотой стенок до 4,5 м. Лед пласта чистый, пузырчатый. Криогенная текстура вблизи контакта со льдом линзовидная, толщина шлиров до 3 мм.

По микровключениям органики во льду на глубине 0,4 м от поверхности пласта на расстоянии 34,7 м от левого края пласта получена  $^{14}\text{C}$  AMS датировка 22 147 кал. лет, а на глубине 0,4 м на расстоянии 41,4 м от левого края пласта получена датировка 21 611 кал. лет.

Во льду вскрытой залежи выполнен детальный отбор образцов по горизонтали (27 образ-

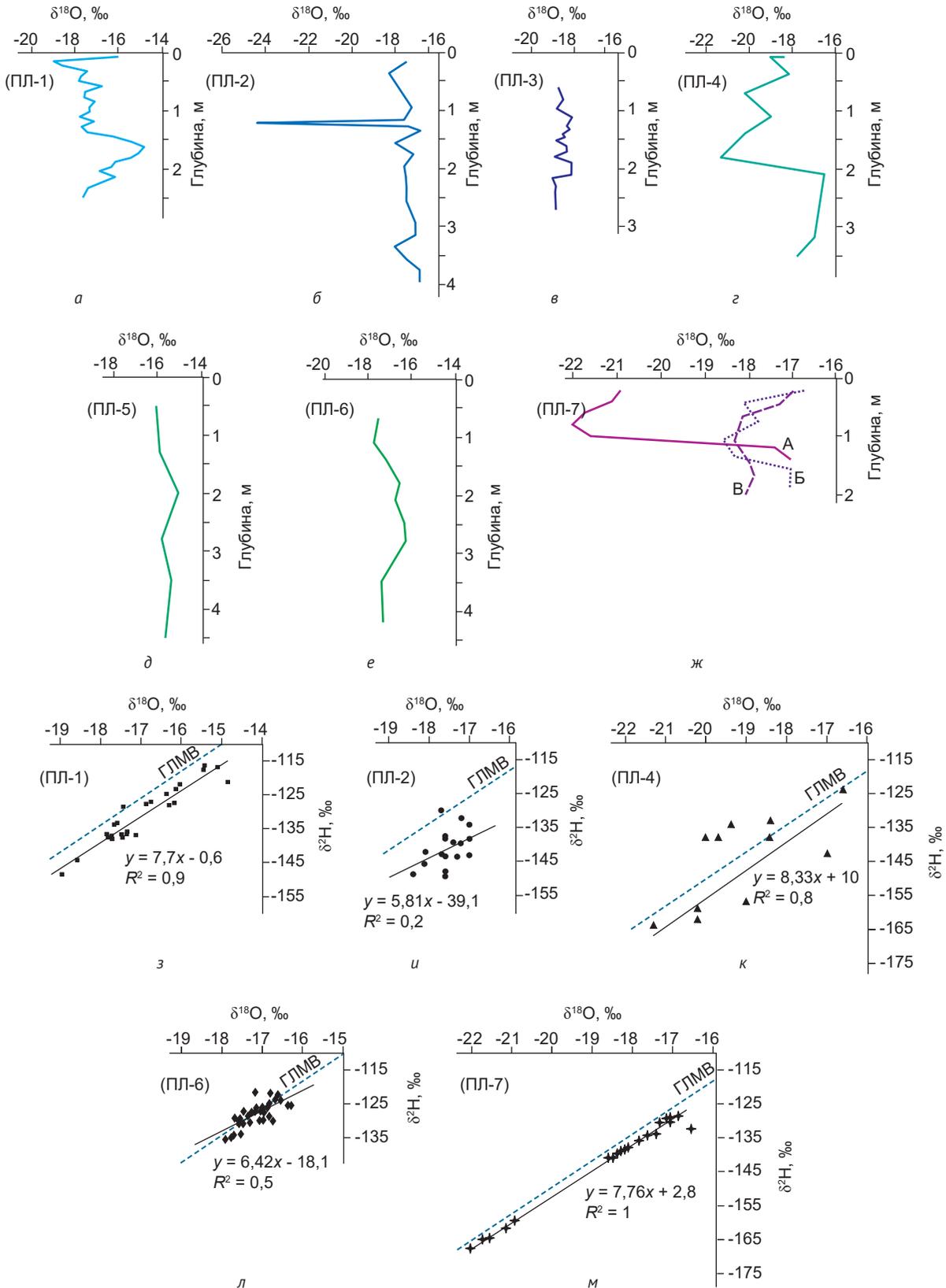


Рис. 3. Распределение значений  $\delta^{18}\text{O}$  в пластовых льдах по глубине (а-ж) и соотношению  $\delta^{2}\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$  во льду (з-м): а – ПЛ-1, б – ПЛ-2, в – ПЛ-3, г – ПЛ-4, д – ПЛ-5, е – ПЛ-6, ж – ПЛ-7 (для фрагментов А, Б, В), з – ПЛ-1, и – ПЛ-2, к – ПЛ-4, л – ПЛ-6, м – ПЛ-7. ГЛМВ – глобальная линия метеорных вод

Fig. 3. Distribution of  $\delta^{18}\text{O}$  values in massive ice bodies (MI) by depth (a-j) and the  $\delta^{2}\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$  ratio in ice (z-m): а – MI-1, б – MI-2, в – MI-3, г – MI-4, д – MI-5, е – MI-6, ж – MI-7 (for fragments A, B, B), з – MI-1, и – MI-2, к – MI-4, л – MI-6, м – MI-7. ГЛМВ – global meteoric water line

Таблица 1. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  (минимальные, средние и максимальные) во льду пластовых залежей на восточном побережье ЧукоткиTable 1.  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  values (minimum, mean, and maximum) of massive ice bodies on the eastern coast of Chukotka

№ залежи	Полевой номер	Количество образцов	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰			$\delta^2\text{H}$ , ‰		
			Минимальное	Среднее	Максимальное	Минимальное	Среднее	Максимальное
ПЛ-1	17-М	26	18,96	-16,97	-14,84	-148,4	-131,4	-116,3
ПЛ-2	20-М	19	-24,50	-18,00	-17,00	-191,3	-142,6	-129,9
ПЛ-4	20-М	11	-21,30	-18,70	-16,60	-163,9	-145,8	-123,9
ПЛ-6	16-М	33	-17,88	-17,13	-16,27	-135,8	-128,1	-121,6
ПЛ-7	22-К	21	-22,01	-18,70	-16,85	-167,8	-128,0	-142,1
ПЛ-3	19-М	19	-19,02	-18,57	-18,16	—	—	—
ПЛ-5	15-L	12	-16,10	-15,40	-14,80	—	—	—

цов) и вдоль вертикального профиля (9 образцов) для изотопного анализа. Вариации значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  в образцах пластового льда оказались весьма несущественными: величины  $\delta^{18}\text{O}$  варьируют от -16,3‰ до -17,9‰, а  $\delta^2\text{H}$  — от -121,6‰ до -135,8‰ (см. рис. 3е).

В 2022 г. термоцирк с пластовой ледяной залежью, исследованной в 2016 г., был изучен повторно. По сравнению с 2016 г. термоцирк увеличился в размерах. Бровка отступила на 50—60 м. Внутри крупного термоцирка выделяются два уровня (термотеррасы). Первая расположена на 10 м выше уровня моря и представлена незадернованными оползневыми отложениями. Вторая терраса расположена на 20—25 м над уровнем моря. В тыловой части первой террасы (основное днище термоцирка) исследованы 3 фрагмента (А—В) обнажений пластовой ледяной залежи ПЛ-7. Ширина фрагмента А около 1,5 м, высота 2,0 м. Глубина залегания кровли льда около 3,0 м. Лед прозрачный пузырчатый, со слабо выраженной слоистостью. Перекрыт суглинками с включениями щебня, гравия, валунов. Во фрагменте Б лед образует субгоризонтальную термотеррасу. Глубина залегания кровли льда 4—4,5 м, ширина фрагмента 3,0 м, мощность около 2,0 м. Лед прозрачный, насыщен пузырьками воздуха. Во фрагменте В лед вскрыт на глубине 5 м от поверхности. Лед слоистый, прозрачный, насыщен мелкими пузырьками воздуха [15]. В каждом из фрагментов выполнен отбор образцов льда по вертикали (по 7 образцов). Наибольшие вариации изотопного состава отмечены во льду фрагмента А: значения  $\delta^{18}\text{O}$  варьировали от -17,1‰ до -22‰, значения — от -128,9‰ до -167,8‰. В остальных фрагментах вариации изотопного состава не очень существенны и составляют от -16,9‰ до -18,6‰ для  $\delta^{18}\text{O}$  и от -128‰ до -141,2‰ для  $\delta^2\text{H}$  (см. рис. 3ж, табл. 1).

*Изотопный состав пластовых залежей восточной Чукотки как индикатор условий их формирования в позднем плейстоцене*

Согласно полученным авторами  $^{14}\text{C}$  датировкам (от 22 до 27 тыс. кал. лет [14]), пластовые льды на восточном побережье Чукотки активно формировались в конце позднего плейстоцена.

Полученные новые данные изотопного состава позволяют сделать некоторые выводы об условиях формирования пластовых льдов. Если сравнивать изотопный состав исследованных пластовых льдов и повторно-жильных льдов (ПЖЛ) на востоке Чукотки (рис. 4), можно отметить, что значения изотопного состава пластовых льдов в целом более высокие, чем позднелепистоценовых ПЖЛ [16], но при этом близки к значениям в голоценовых ПЖЛ [17]. Известно, что изотопный состав ПЖЛ отражает средний изотопный состав зимнего снега, выпадавшего в период формирования жил. Исходя из заметных различий изотопного состава изученных ПЛ и позднелепистоценовых ПЖЛ, можно сделать вывод, что пластовый лед не может являться позднелепистоценовыми погребенными снежниками. Ранее на основании сравнительно высоких значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$ , близких к современному снегу, и незначительного диапазона вариаций изотопных значений в пластовой ледяной залежи в устье реки Большая Аккани (ПЛ-6) нами был сделан вывод о том, что эта залежь образовалась при захоронении снежника-перелетка с участием поверхностных вод и атмосферной влаги весенне-летнего периода, возраст льда оценивался как голоценовый [18]. Однако полученные  $^{14}\text{C}$  датировки по льду пластовой залежи ПЛ-6 — 26 тыс. и 22 тыс. кал. лет — указывают на его позднелепистоценовый возраст.

Следует отметить, что большинство исследованных пластовых ледяных залежей характеризуют-

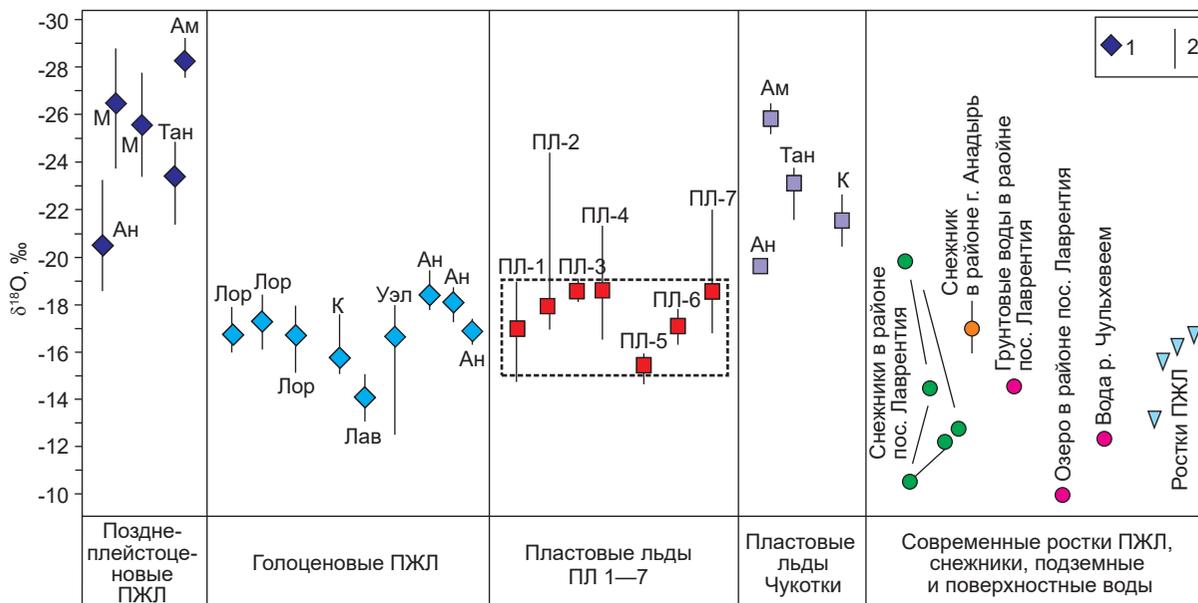


Рис. 4. Сопоставление значений  $\delta^{18}\text{O}$  (1 – среднее, 2 – диапазон) в пластовых льдах восточного побережья Чукотки (ПЛ 1–7) и повторно-жильных льдах (ПЖЛ), пластовых льдах, современных снежниках, ростках ПЖЛ, поверхностных и подземных водах в разных районах Чукотки: Ам – долина реки Амгуэма, Ан – район города Анадырь, Тан – долина реки Танюрер, М – долина реки Майн, К – район озера Коолень, Лор – район села Лорино, Лав – район поселка Лаврентия, Уэл – район поселка Уэлен

Fig. 4. Comparison of the  $\delta^{18}\text{O}$  values (1 – mean, 2 – the range) in the massive ice bodies studied on the eastern coast of Chukotka (MI 1–7) and ice wedges (IW), massive ice bodies, current snow patches and IW venlets, surface and groundwater: Am – Amguema River valley, An – near Anadyr town, Tan – Tanyurer River valley, M – Mayn River valley, K – near Koolen' Lake, Лор – near Lorino settlement, Лав – near Lavrentiya settlement, Уэл – near Uelen settlement

ся относительно «тяжелым» изотопным составом, средние значения  $\delta^{18}\text{O}$  варьируют от  $-15,4\text{‰}$  до  $-18,7\text{‰}$ , а средние величины  $\delta^2\text{H}$  — от  $-128\text{‰}$  до  $-145,8\text{‰}$ .

В изотопной характеристике пластовых льдов наблюдаются два типа вертикального распределения изотопных значений. Первый тип — незначительные вариации значений  $\delta^{18}\text{O}$  в диапазоне не более  $2\text{‰}$  (ПЛ-2, ПЛ-3, ПЛ-5, ПЛ-6, см. рис. 3), второй — более существенные вариации значений  $\delta^{18}\text{O}$  в диапазоне до  $6\text{‰}$  (ПЛ-1, один из фрагментов залежи ПЛ-7, см. рис. 3). Поскольку в обнажениях, как правило, была опробована только часть ледяной залежи, вскрытая на момент исследования, вероятно, правильнее говорить в основном об условиях формирования этой вскрытой и изученной части.

Анализ данных  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  льда может являться одним из основных механизмов для установления источника воды, скорости и условий промерзания (открытая или закрытая система), а также возможного испарения исходной воды перед промерзанием. Если лед формируется в равновесных условиях в условиях закрытой системы, но объем воды ограничен, изотопные параметры льда описываются уравнением

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

где  $\delta_n$  — значения  $\delta^{18}\text{O}$  ( $\delta^2\text{H}$ ) для льда;  $\delta_0$  — значение  $\delta^{18}\text{O}$  ( $\delta^2\text{H}$ ) исходной воды;  $f$  — доля остающейся

в системе воды;  $\alpha$  — коэффициент фракционирования в системе вода-лед, при медленном промерзании  $\alpha^{18}\text{O} = 1,00291$ ,  $\alpha^2\text{H} = 1,0212$  [19].

При быстром промерзании соответствующие значения ниже и не превышают  $1,0018$  и  $1,013$  [20]. При медленном промерзании изотопное обогащение льда относительно исходной воды будет составлять  $2,9\text{‰}$  по  $\delta^{18}\text{O}$  и  $21\text{‰}$  по  $\delta^2\text{H}$ , при быстром —  $1,8\text{‰}$  по  $\delta^{18}\text{O}$  и  $13\text{‰}$  по  $\delta^2\text{H}$  [21].

В эксперименте по промерзанию воды в закрытой системе [22] из воды со значением  $\delta^{18}\text{O} = -12,3\text{‰}$  формировался лед со значениями  $\delta^{18}\text{O}$  от  $-11,2\text{‰}$  до  $-11,4\text{‰}$ , т. е. изотопное обогащение первой порции льда относительно воды составило в среднем  $1\text{‰}$ . По мере промерзания остающаяся в системе вода постепенно становится все более изотопно легкой, и около  $30\%$  льда, формирующегося на завершающей стадии промерзания, характеризуются более легким изотопным составом, чем исходная вода. Величина облегчения изотопного состава льда зависит от скоростей промерзания, т. е. от коэффициентов изотопного фракционирования. Например, в закрытой системе при медленном промерзании (с максимальными коэффициентами  $\alpha$ ) из исходной воды со значением  $\delta^{18}\text{O} = -18\text{‰}$  первая порция льда будет иметь значение  $\delta^{18}\text{O} = -15,4\text{‰}$ , дальше по мере промерзания значения  $\delta^{18}\text{O}$  последовательно уменьшаются согласно уравнению (1) вплоть до  $-21,7\text{‰}$ . При более высоких скоростях промерзания ввиду

уменьшения коэффициентов фракционирования из исходной воды со значением  $\delta^{18}\text{O} = -18\text{‰}$  первая порция льда будет иметь значение  $-16,4\text{‰}$ . Далее по мере промерзания значения  $\delta^{18}\text{O}$  последовательно уменьшаются до  $-20,3\text{‰}$ . Можно предположить, что при очень быстром промерзании коэффициенты фракционирования очень низкие, а вся толща льда формируется очень быстро, поэтому изотопное облегчение не будет прослеживаться, и лед будет иметь почти равномерное распределение величин  $\delta^{18}\text{O}$  ( $\delta^2\text{H}$ ) по глубине, хотя совсем однородное распределение по глубине в природе практически не встречается.

При сегрегационном льдообразовании в условиях открытой системы изотопный состав льда определяется изотопным составом исходной воды и коэффициентами изотопного фракционирования при переходе воды в лед. Разница между изотопными значениями льда и воды будет составлять от  $1,8\text{‰}$  до  $2,9\text{‰}$  для  $\delta^{18}\text{O}$  и от  $13\text{‰}$  до  $21,2\text{‰}$  для  $\delta^2\text{H}$  с учетом величин изотопного фракционирования при медленном или быстром промерзании. Распределение изотопных значений во льду по вертикали, скорее всего, будет достаточно равномерным с незначительными вариациями.

Наклон линии соотношения  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  ниже 8 обычно является признаком изотопного фракционирования при испарении или промерзании воды атмосферного происхождения, которая, как правило, является источником формирования подземных льдов. Известно, что для глобальных атмосферных осадков (глобальной линии метеорных вод — ГЛМВ) наклон линии  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  равен 8. Если наклон линии соотношения  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  близок к 8, то можно говорить об отсутствии неравновесного фракционирования в процессе замерзания и льдовыделения, что может быть при очень медленном промерзании хорошо перемешанного объема воды, а при таких условиях фракционирование водорода и кислорода идет, вероятно, при более или менее равных скоростях и приводит к распределению изотопов, близкому к «атмосферному» льду. Наоборот, при высокой скорости промерзания должно происходить неравновесное изотопное фракционирование водорода и кислорода, и в этом случае наклон линии соотношения  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  будет отличаться от наклона для ГЛМВ. По результатам экспериментов по промораживанию воды в закрытой системе наклон линии соотношения  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  для льда составил от 5 до 6,3 [23].

Значение  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  начальной воды — источника для формирования льда — можно приблизительно оценить, исходя из изотопных значений льда. Если лед формировался в условиях закрытой системы (что с большой долей уверенности можно предполагать, например, для ледяного ядра пинго) и имеются изотопные значения для первой и последней фракций льда (т. е. наиболее высокое и наиболее низкое

значения), изотопный состав исходной воды определяется как среднее этих двух значений.

Для условий открытой системы изотопные характеристики начальной воды рассчитываются с учетом максимальных коэффициентов изотопного фракционирования:  $\delta^{18}\text{O}_{\text{воды}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{льда}} - 2,9\text{‰}$ ,  $\delta^2\text{H}_{\text{воды}} = \delta^2\text{H}_{\text{льда}} - 21,2\text{‰}$ . Оценивая изотопный состав исходной воды, надо учитывать тот факт, что она может подвергаться воздействию физических процессов до промерзания. Испарение воды в водоемах закрытого типа (озерах, болотах, прудах) приводит к обогащению воды тяжелыми изотопами, в параметрах  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  обычно это выражается в заметном снижении угла наклона линии соотношения  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  (до 3—6), в то время как для воды в равновесном состоянии (метеорных вод и осадков) это соотношение близко к углу наклона для ГЛМВ (8).

Для трех пластовых залежей (ПЛ-1, ПЛ-4, ПЛ-7) наклон линии  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  был близок к 8 (см. рис. 3з, 3к, 3м), что может означать, что вода — источник формирования льда — не подвергалась заметному испарению перед промерзанием или промерзание происходило медленно, а довольно контрастное распределение изотопных значений по вертикали (см. рис. 3а, 3г, 3ж) может свидетельствовать о формировании льда в близких к равновесным условиям закрытой системы.

Для льда двух фрагментов пластовых залежей (ПЛ-2 и ПЛ-6) получен наклон линии  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  ниже 8 (см. рис. 3и, 3л), однако это может объясняться не столько влиянием изотопного фракционирования, сколько очень близкими значениями изотопного состава льда и низким коэффициентом линейной аппроксимации ( $R^2$  от 0,2 до 0,5). Полученное по льду заметно более низкое значение  $\delta^{18}\text{O} = -24,5\text{‰}$  (см. рис. 3б) тем не менее может указывать на существенное изотопное фракционирование в процессе промерзания в условиях закрытой системы и на изотопное истощение остаточной воды, из которой сформировался изотопно легкий лед.

Учитывая, что при промерзании свободной воды в процессе фракционирования лед всегда становится тяжелее на 2—3‰, можно говорить о средних значениях исходной воды от  $-20\text{‰}$  до  $-21\text{‰}$  для значений  $\delta^{18}\text{O}$ , что вполне может соответствовать среднегодовым значениям поверхностных вод в позднем плейстоцене. В настоящее время поверхностные воды имеют, как правило, более высокие значения изотопного состава (на 6—10‰ по  $\delta^{18}\text{O}$ ). Так, по нашим данным, вода рек, ручьев и озер, отобранная в летнее время, характеризуется значениями  $\delta^{18}\text{O}$  от  $-9,6\text{‰}$  до  $-14,7\text{‰}$ , в снеге снежников  $\delta^{18}\text{O}$  значения варьируют от  $-10,4\text{‰}$  до  $-14,4\text{‰}$ , в источнике подземных вод  $\delta^{18}\text{O}$  составляет  $-14,6\text{‰}$  (см. рис. 4).

Исследования изотопного состава пластовых льдов в западной и центральной Чукотке — в долине рек Амгуэма и Танюер [5; 7] — показали, что

значения  $\delta^{18}\text{O}$  в них заметно более низкие, чем в ПЛ в восточных и прибрежных районах — в районе города Анадырь и залива Онемен [4; 6; 8], озера Коолень [4] и в районе поселка Лаврентия. В исследованных нами залежах пластовых льдов средние значения  $\delta^{18}\text{O}$  варьируют от  $-15,4\text{‰}$  до  $-18,7\text{‰}$ , в пластовых льдах на побережье залива Онемен и у города Анадырь — от  $-19,6\text{‰}$  до  $-20,6\text{‰}$ , в более континентальном районе, в районе озера Коолень, по пластовому льду получено среднее значение  $\delta^{18}\text{O} = -21,5\text{‰}$ , наиболее низкие значения получены по пластовым льдам в долине реки Танюрер ( $\delta^{18}\text{O}$  от  $-21,7\text{‰}$  до  $-23,6\text{‰}$ ) и в долине реки Амгуэма ( $\delta^{18}\text{O}$  от  $-25\text{‰}$  до  $-29\text{‰}$ ). Скорее всего, это связано с континентальным изотопным эффектом для осадков (которые являлись первичным источником воды для формирования пластовых залежей), когда на побережье выпадают изотопически более тяжелые осадки, чем в континентальных районах.

Вертикальные изотопные профили получены по пластовым льдам в долине реки Амгуэма и залива Онемен. Анализ изотопных данных по вертикали и горизонтали в ледяных массивах в долине реки Амгуэма показали, что диапазон вариаций значений  $\delta^{18}\text{O}$  не более  $4\text{‰}$  — от  $-25\text{‰}$  до  $-29\text{‰}$ , по вертикали во льду вариации значений  $\delta^{18}\text{O}$  не превысили  $1,5\text{‰}$  [5]. На северном побережье залива Онемен в пластовой залежи вертикальной мощностью около 7 м значения  $\delta^{18}\text{O}$  варьировали в узком диапазоне от  $-20,6\text{‰}$  до  $-20\text{‰}$ , при этом в кровле пласта отмечено резкое повышение значений до  $-15\text{‰}$  [6; 8], что, скорее всего, является результатом изотопного фракционирования в процессе промерзания и сегрегационного льдообразования.

Для сравнения можно привести данные по изотопному составу некоторых пластовых льдов на севере Канады — на полуострове Тактоятак, в дельте реки Маккензи и на островах Ричардс, Гарри, Пелли, Хупер и др. Пластовые льды вскрыты многочисленными скважинами, мощность пластов варьирует от 2—5 до 30—45 м, горизонтальное простираение пластовых залежей может составлять от нескольких метров до 2 км.

По пластовым льдам получены довольно детальные изотопные профили. Диапазон вариаций значений  $\delta^{18}\text{O}$  обычно составляет от  $1,5\text{—}2\text{‰}$  до  $6\text{—}10\text{‰}$ , изотопные кривые имеют, как правило, пилообразный характер, при этом часто в основной части вскрытого пластового льда изотопные вариации незначительны, а резкое повышение значений отмечено в верхней части горизонта, где пластовый лед контактирует с льдистыми перекрывающими отложениями. Иногда в распределении изотопного состава отмечены существенные вариации значений по вертикали (до  $18\text{‰}$  для  $\delta^{18}\text{O}$  [24]). Соотношение  $\delta^2\text{H}\text{—}\delta^{18}\text{O}$  в пластовых льдах варьирует от 5 до 9, при этом нередко значение наклона близко к 7. Значения наклона линии ниже 8 в сочетании с контрастным (особенно в верхней части пластов) рас-

пределением изотопных значений могут уверенно указывать на внутригрунтовую природу пластовых льдов и на сегрегационный механизм формирования льда в условиях полузакрытой или закрытой системы. Хотя авторы исследований как на основании изотопных данных, так и по другим параметрам (например, по наличию складок и сдвигов во льду, по значениям  $\text{CO}_2$  и  $\delta^{13}\text{C}$ , концентрации и молярным соотношениям  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_2$ ,  $\text{N}_2$ , Ar в воздушных включениях в пластовых льдах [25]) пришли к выводам о том, что пластовые льды могут быть погребенного генезиса (ледниковый лед или фирнизованный снежник). Предположение о погребенном ледниковом генезисе пластовых льдов в североамериканской Арктике и на островах Канадского Арктического архипелага кажется нам логически оправданным [26], так как плейстоценовые ледники были достаточно широко распространены в этом регионе (например, ледниковые купола островов Элсмир, Девон, Агассиса, Байлот и др.)

Прибрежные районы Чукотки не подвергались оледенению в позднем плейстоцене и тем более в голоцене, поэтому мы полагаем маловероятным погребенный ледниковый генезис изученных пластовых льдов. Современное оледенение даже самых высоких горных массивов Восточной Чукотки в основном карового, реже карово-долинного типа. Это примерно 25—30 маленьких ледников [27]. В позднем плейстоцене эти ледники могли увеличиваться по простираению на первые сотни метров. Существование ледникового покрова установлено для шельфово-глубоководной части Восточно-Сибирского и Чукотского морей, с начала оледенения (0,8 млн лет назад) в пределах акватории этих морей отмечено 9 стадий оледенений [28]. Также следует отметить, что находки позднеплейстоценовых едомных толщ с мощными повторно-жильными льдами в долинах рек Майн, Танюрер, Экитыки и др. [6; 13] вблизи горных массивов с каровыми ледниками однозначно указывают на невозможность распространения оледенения в этих долинах, так как сингенетические повторно-жильные льды под ледниками не формируются. Прямое датирование сингенетических повторно-жильных льдов в едомных толщах на востоке полуострова Ямал (устье реки Сеяха) и в центральной Якутии (Батагайский мегаовраг) подтверждает их позднеплейстоценовый возраст и является надежным доказательством отсутствия покровного оледенения в этих районах в период формирования повторно-жильных льдов [29; 30].

Конечно, нельзя полностью исключать возможность захоронения снежников или морского льда, но все же основным механизмом формирования пластовых льдов на восточном побережье Чукотки можно считать внутригрунтовое сегрегационное или сегрегационно-инъекционное образование. Аргументом в пользу внутригрунтового происхождения ПЛ являются в целом более высокие значения

изотопного состава (по сравнению с позднеплейстоценовыми ледяными жилами) и контрастное распределение изотопных значений по глубине, что отражает процессы изотопного фракционирования при однократном промерзании объема воды или последовательном намерзании слоев льда, если в условиях полузакрытой и реже открытой системы происходило дополнительное поступление воды из водоносных горизонтов.

Суровые геокриологические условия позднего плейстоцена благоприятствовали глубокому промерзанию, не исключено, что пластовые льды могли формироваться при промерзании до дна мелких озер и водонасыщенных отложений подозерных таликов. Было установлено, что в субаквальных условиях в донных отложениях моря Бофорта пластовые льды мощностью 5—6 м инъекционного или инъекционно-сегрегационного типа сформировались в течение последних 12 лет из пресной воды, выделившейся при частичном оттаивании многолетнемерзлых толщ и их повторном промерзании на контакте с переохлажденной морской водой [31].

### Заключение

Современное потепление климата в Арктике и в частности на Чукотке способствовало более глубокому сезонному протаиванию и более интенсивному образованию оползней, вскрывших мощные подземные льды. На восточном побережье Чукотки в районе поселка Лаврентия и села Лорино были проведены детальные криостратиграфические, радиоуглеродные и изотопные исследования семи фрагментов пластовых ледяных залежей.

Исследованные пластовые ледяные залежи, по всей вероятности, формировались в позднем плейстоцене, по крайней мере большая часть пластовых залежей образовалась 22—27,5 тыс. лет назад.

Значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  во льду пластовых залежей оказались весьма высокими: средние величины  $\delta^{18}\text{O}$  варьируют от  $-15,4\text{‰}$  до  $-18,7\text{‰}$ , а средние величины  $\delta^2\text{H}$  — от  $-128\text{‰}$  до  $-145,8\text{‰}$ .

Вертикальные изотопные профили показывают два типа распределения изотопного состава (по данным  $\delta^{18}\text{O}$ ): незначительные вариации значений в диапазоне не более 2‰ и более существенные вариации значений в диапазоне до 6‰. Контрастное распределение значений изотопного состава, скорее всего, указывает на формирование льда в условиях закрытой системы, т. е. промерзания замкнутого объема воды, при достаточно невысокой скорости промерзания. Незначительные вариации изотопного состава либо могут указывать на промерзание в условиях полузакрытой (реже открытой) системы, когда в процессе промерзания происходит подток дополнительной влаги извне, либо могут быть признаком быстрого промерзания в условиях закрытой системы. Источником для формирования пластовых льдов могли быть водонасыщенные отложения подозерных таликов или надмерзлотные

водоносные горизонты, в которых средние значения  $\delta^{18}\text{O}$  воды могло составлять от  $-20\text{‰}$  до  $-21\text{‰}$ , что может соответствовать среднегодовым значениям поверхностных вод в позднем плейстоцене. На основании довольно равномерного распределения значений изотопного состава во льду, а также близкого изотопного состава пластовых и голоценовых повторно-жильных льдов мы не исключаем версию, согласно которой локально пластовые ледяные залежи или их краевые части могли формироваться в результате захоронения снежников или примерзших плавучих льдов в голоцене.

### Финансирование

Работа выполнена в рамках проекта Российского научного фонда, грант № 23-17-00082 (криогенетические, изотопные и радиоуглеродные исследования, обобщение материалов). Частично изотопный анализ проводился в Центре рентгеноструктурных исследований Научного парка Санкт-Петербургского государственного университета в рамках проекта АААА-А19-119091190094-6.

### Благодарность

Авторы признательны Н. Комовой и Л. Кузякину за помощь в полевых исследованиях.

### Литература/References

1. Maslakov A., Zotova L., Komova N. et al. Vulnerability of the permafrost landscapes in the Eastern Chukotka coastal plains to human impact and climate change. *Land*, 2021, no. 10, p. 445. Available at: <https://doi.org/10.3390/land10050445>.
2. Maslakov A., Stekolshchikov I., Drugov M. et al. Planimetric and volumetric estimations of the permafrost coastal erosion: Lorino case study, Chukotka, NE Russia. *J. of Coastal Research*, 2024, no. 113, pp. 356—360. DOI: 10.2112/JCR-S1113-070.1.
3. Богоявленский В. И., Богоявленский И. В., Никонов Р. А. Мониторинг развития Дуплетного объекта взрыва газа С22 на полуострове Ямал по данным дистанционного зондирования Земли // Арктика: экология и экономика. — 2024. — Т. 14, № 3. — С. 320—333. — DOI: 10.25283/2223-4594-2024-3-320-333. Bogoyavlensky V. I., Bogoyavlensky I. V., Nikonov R. A. Development monitoring of the C22 gas blowout Doublet object on Yamal peninsula using remote sensing data. *Arctic: Ecology and Economy*, 2024, vol. 14, no. 3, pp. 320—333. DOI: 10.25283/2223-4594-2024-3-320-333. (In Russian).
4. Кузьмин Е. В., Хрулев А. С., Савич О. И., Карпучин А. Н. Перспективы создания подземных камер-хранилищ в отложениях погребенного пластового льда полуострова Ямал // Гор. информ.-аналит. бюлл. (науч.-техн. журн.). — 2008. — № 1. — С. 331—336. Kuzmin E. V., Khrulev A. S., Savich O. I., Karpukhin A. N. Prospects for creating underground storage chambers in sediments of buried massive ice of the Yamal Peninsula. *Mining Information and Analytical Bull. (scientific*

- and technical journal), 2008, no. 1, pp. 331—336. (In Russian).
5. Васильчук Ю. К. Изотопно-кислородный состав повторно-жильных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций): В 2 т. / Отдел теорет. проблем РАН, МГУ, ПНИИИС. — М., 1992. — Т. 1. — 420 с.; Т. 2. — 264 с.
- Vasil'chuk Yu. K. Oxygen isotope composition of ground ice (application to paleogeocryological reconstructions). Theoretical Problems Department, Russian Academy of Sciences and Lomonosov Moscow University Publications. Moscow, 1992. Vol. 1, 420 p.; vol. 2, 264 p. (In Russian).
6. Королёв С. Ю. Находка в долине р. Амгуэмы позднплейстоценового глетчерного льда (Северная Чукотка) // Докл. Рос. акад. наук. — 1993. — Т. 329, № 2. — С. 195—198.
- Korolev S. Yu. Late Pleistocene glacier ice finding in the valley of the Amguema River (Northern Chukotka). Doklady of the Russian Academy of Sciences, 1993, vol. 329, no. 2, pp. 195—198. (In Russian).
7. Котов А. Н. Ледяные залежи на северном побережье залива Онемен (Чукотка) // Поздний плейстоцен и голоцен Берингии. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. — С. 92—98.
- Kotov A. N. Massive ice on the northern coast of Onemen Bay (Chukotka). Late Pleistocene and Holocene of Beringia. Magadan, SVKNII SO AN SSSR, 1997, pp. 92—98. (In Russian).
8. Котов А. Н. Криолитогенные гряды в долине р. Танюрер (Чукотка) // Криосфера Земли. — 1998. — Т. 2, № 4. — С. 62—71.
- Kotov A. N. Cryolithogenic ridges in the Tanurer River valley (Chukotka). Earth's Cryosphere, 1998, vol. 2, no. 4, pp. 62—71. (In Russian).
9. Котов А. Н. Сравнительный анализ состава и строения пластовых ледяных залежей Чукотки // Материалы Третьей конференции геокриологов России. МГУ им. М. В. Ломоносова, 1—3 июня 2005 г. — Т. 1. — Ч. 2: Литогенетическая геокриология и почвенный криогенез. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. — С. 168—175.
- Kotov A. N. Comparative analysis of the composition and structure of stratal ice deposits of Chukotka. Materials of the third conference of geocryologists of Russia. Lomonosov Moscow University, June 1—3, 2005, vol. 1, pt. 2. Lithogenetic geocryology and soil cryogenesis, pp. 168—175. (In Russian).
10. Лаухин С. А., Чжимин Ц., Пушкарь В. С., Черепанова М. В. Последнее оледенение на севере Восточной Чукотки и палеоокеанография Северной Пацифики // Докл. Акад. наук. — 2006. — Т. 411, № 3. — С. 405—409.
- Laukhin S. A., Zhimin J., Pushkar V. S., Cherepanova M. V. Last glaciation of the Northern part of the Eastern Chukchi Peninsula and Paleoceanography of the North Pacific. Doklady Earth Sciences, 2006, vol. 411A, no. 9, pp. 1422—1426.
11. Glushkova O. Y. Geomorphological correlation of Late Pleistocene glacial complexes of Western and Eastern Beringia. Quaternary Science Reviews, 2001, vol. 20, pp. 405—417. DOI: 10.1016/S0277-3791(00)00108-6.
12. Bronk Ramsey C. OxCal version 4.4.4. Available at: <https://c14.arch.ox.ac.uk>.
13. Reimer P. J., Austin W. E. N., Bard E. et al. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0—55 cal ka BP). Radiocarbon, 2020, vol. 62, no. 4, pp. 725—757. DOI: 10.1017/RDC.2020.41.
14. Vasil'chuk Yu. K., Budantseva N. A., Maslakov A. A. et al. First direct radiocarbon dating (22—27 cal Ka BP) of massive ice at the Mechigmen and Lavrentiya Bays coast, Eastern Chukotka. Radiocarbon, 2024, vol. 66, iss. 2, pp. 410—420. DOI: 10.1017/RDC.2024.21.
15. Кузякин Л. П., Маслаков А. А., Семёнов П. Б. и др. Метан в пластовых льдах Восточной Чукотки как индикатор их генезиса // Лед и Снег. — 2024. — № 3. — В печати.
- Kuzyakin L. P., Maslakov A. A., Semenov P. B. et al. Methane in the massive ice of Eastern Chukotka as an indicator of their genesis. Ice and Snow, 2024. In press.
16. Vasil'chuk Yu. K., Vasil'chuk A. C. Ice wedges in the Mayn River valley and winter air paleotemperature in the Southern Chukchi Peninsula at 38—12 kyr BP. Earth's Cryosphere, 2017, vol. XXI, no. 5, pp. 27—41. DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2017-5(27-41).
17. Vasil'chuk Yu. K., Budantseva N. A., Farquharson L. et al. Isotopic evidence for Holocene January air temperature variability on the East Chukotka Peninsula. Permafrost and Periglacial Processes, 2018, 29 (4), pp. 283—297. DOI: 10.1002/ppp.1991.
18. Васильчук Ю. К., Чижова Ю. Н., Маслаков А. А. и др. Вариации изотопов кислорода и водорода в современной пластовой ледяной залежи в устье р. Аккани, Восточная Чукотка // Лед и Снег. — 2018. — Т. 58, № 1. — С. 78—93.
- Vasil'chuk Yu. K., Chizhova Ju. N., Maslakov A. A. et al. Oxygen and hydrogen isotope variations in a recently formed massive ice at the mouth of the Akkani River, Eastern Chukotka. Ice and Snow, 2018, 58 (1), pp. 78—93. DOI: 10.15356/2076-6734-2018-1-78-93. (In Russian).
19. Lehmann M., Siegenthaler U. Equilibrium oxygen- and hydrogen-isotope fractionation between ice and water. J. of Glaciology, 1991, 37 (125), pp. 23—26. DOI: 10.3189/S002214300004275.
20. Perşoiu A., Onac B. P., Wynn J. G. et al. Stable isotope behavior during cave ice formation by water freezing in Scărişoara Ice Cave, Romania. J. of Geophysical Research, 2011, 116, p. D02111. DOI: 10.1029/2010JD014477.
21. Chizhova J. N., Babkin E. M., Zazovskaya E. P., Kholmotov A. V. Features of Late Pleistocene massive ice formation in the central Yamal Peninsula based on isotopic signature ( $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$ ) of ice. Polar Science, 2022, no. 33, p. 100848. DOI: 10.1016/j.polar.2022.100848.

22. Васильчук Ю. К. Экспериментальное изучение изотопного фракционирования при конжеляционном льдообразовании // Криосфера Земли. — 2011. — Т. 15, № 3. — С. 51—55.  
Vasil'chuk Yu. K. Experimental study of isotope fractionation during congelation ice formation. Earth's Cryosphere, 2011, 15 (3), pp. 51—55. (In Russian).
23. Souchez R. A., Jouzel J. On the isotopic composition in  $\delta D$  and  $\delta^{18}O$  of water and ice during freezing. J. of Glaciology, 1984, vol. 30, no. 106, pp. 369—372.
24. Fritz M., Wetterich S., Meyer H. et al. Origin and characteristics of massive ground ice on Herschel Island (Western Canadian Arctic) as revealed by stable water isotope and hydrochemical signatures. Permafrost and Periglacial Processes, 2011, vol. 22, iss. 1, pp. 26—38.
25. Cardyn R., Clark I. D., Lacelle D. et al. Molar gas ratios of air entrapped in ice: A new tool to determine the origin of relict massive ground ice bodies in permafrost. Quaternary Research, 2007, vol. 68, iss. 2, pp. 239—248.
26. Coulombe S., Fortier D., Lacelle D. et al. Early Pleistocene glacier ice preserved in permafrost in the eastern Canadian Arctic. Geology, 2024. DOI: 10.1130/G52446.1.
27. Седов Р. В. Ледники Чукотки // Материалы гляциологических исследований. — 1997. — Вып. 82. — С. 213—217.  
Sedov R. V. Chukotka glaciers. Materials of glaciological research, 1997, iss. 82, pp. 213—217. (In Russian).
28. Shen Z., Yang C., Zhang T., Xu Y. A more complete and detailed glacial history of the northwestern Chukchi margin — Implications for the existence and evolution of the East Siberian-Chukchi ice sheet. Quaternary Science Reviews, 2024, no. 342, p. 108915. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2024.108915>.
29. Васильчук Ю. К., Буданцева Н. А., Васильчук А. К. Среднеянварская палеотемпература воздуха в период формирования Сеяхинской едомы 30—13 тыс. калиброванных лет назад // Арктика: экология и экономика. — 2024. — Т. 14, № 2. — С. 164—176. — DOI: 10.25283/2223-4594-2024-2-164-176.  
Vasil'chuk Yu. K., Budantseva N. A., Vasil'chuk A. K. Mean January air palaeotemperature during the formation of the Seyakha Yedoma 30—13 thousand calibrated years ago. Arctic: Ecology and Economy, 2024, vol. 14, no. 2, pp. 164—176. DOI: 10.25283/2223-4594-2024-2-164-176. (In Russian).
30. Васильчук Ю. К., Васильчук А. К., Буданцева Н. А., Васильчук Д. Ю. Январская палеотемпература воздуха в период МИС-3-2 в северо-восточной Якутии, реконструированная по высокоразрешающей записи изотопного состава сингенетических повторно-жильных льдов Батагайской едомы // Арктика: экология и экономика. — 2023. — Т. 13, № 4. — С. 516—528. — DOI: 10.25283/2223-4594-2023-4-516-528.  
Vasil'chuk Yu. K., Vasil'chuk A. K., Budantseva N. A., Vasil'chuk D. Yu. January air palaeotemperature during MIS3-2 in North-Eastern Yakutia, reconstructed from a high-resolution record of the isotopic composition of syngenetic ice wedges of the Batagay Yedoma. Arctic: Ecology and Economy, 2023, vol. 13, no. 4, pp. 516—528. DOI: 10.25283/2223-4594-2023-4-516-528. (In Russian).
31. Paull C. K., Hong J. K., Caress D. W. et al. Massive ice outcrops and thermokarst along the Arctic shelf edge: By-products of ongoing groundwater freezing and thawing in the sub-surface. J. of Geophysical Research: Earth Surface, 2024, no. 129, p. e2024JF007719. DOI: 10.1029/2024JF007719.

### Информация об авторах

**Васильчук Юрий Кириллович**, доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры геохимии ландшафтов и географии почв, географический факультет, Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова (119991, Россия, Москва, Ленинские горы, д. 1), e-mail: vasilch\_geo@mail.ru.

**Буданцева Надежда Аркадьевна**, кандидат географических наук, старший научный сотрудник кафедры геохимии ландшафтов и географии почв, географический факультет, Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова (119991, Россия, Москва, Ленинские горы, д. 1), e-mail: nadin.budanceva@mail.ru.

**Маслаков Алексей Алексеевич**, кандидат географических наук, ведущий научный сотрудник лаборатории геоэкологии Севера, географический факультет, Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова (119991, Россия, Москва, Ленинские горы, д. 1), e-mail: alekseymaslakov@yandex.ru.

**Токарев Игорь Владимирович**, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий специалист РЦ РДМИ Научный парк Санкт-Петербургского государственного университета (199155, Россия, Санкт-Петербург, Васильевский остров, пер. Декабристов, д. 16, пом. 305), e-mail: tokarevigor@gmail.com.

**Васильчук Алла Константиновна**, доктор географических наук, ведущий научный сотрудник лаборатории геоэкологии Севера, географический факультет, Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова (119991, Россия, Москва, Ленинские горы, д. 1), e-mail: alla-vasilch@yandex.ru.

## MASSIVE ICE BODIES OF GROUND ORIGIN ON THE EASTERN COAST OF CHUKOTKA: AGE AND ISOTOPIC COMPOSITION

Vasil'chuk, Yu. K.<sup>1</sup>, Budantseva, N. A.<sup>1</sup>, Maslakov, A. A.<sup>1</sup>, Tokarev, I. V.<sup>2</sup>, Vasil'chuk, A. C.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University (Moscow, Russian Federation)

<sup>2</sup> Research Park of Saint-Petersburg State University (St.Petersburg, Russian Federation)

### For citing

Vasil'chuk Yu. K., Budantseva N. A., Maslakov A. A., Tokarev I. V., Vasil'chuk A. C. Massive ice bodies of ground origin on the eastern coast of Chukotka: age and isotopic composition. *Arctic: Ecology and Economy*, 2024, vol. 15, no. 1, pp. 4—16. DOI: 10.25283/2223-4594-2025-1-4-16 (In Russian).

The article was received on October 22, 2024

### Abstract

The current climate warming in the eastern coastal area of Chukotka contributes to deeper seasonal thawing and activation of thermal erosional landslides, leading to the exposure of massive ice bodies. The thawing of exposed massive ice courses the coastline destruction and settlement infrastructure damage. The study of massive ice bodies on the eastern coast of Chukotka, including radiocarbon AMS dating and determination of ice isotopic composition, showed that most of the studied ice bodies were formed in the Late Pleistocene, between 22 and 27.5 thousand calibrated years ago. Relatively high values of the ice isotopic composition and significant variations of the  $\delta^{18}\text{O}$  values of up to 6‰, indicate a predominantly ground origin of massive ice bodies, the formation of which occurred during the freezing of water-saturated sediments in a closed system. The source for the massive ice formation could be water-saturated sediments of sub-lake taliks or supra-permafrost ground-water. However, it is possible that locally massive ice bodies or their peripheral parts could be formed as a result of burial of snow patches or floating ice in the Holocene that may be indicated by a fairly uniform distribution of isotope values and the similarity of isotopic composition of some massive ice bodies and Holocene ice wedges.

**Keywords:** *Russian Arctic zone, massive ice, cryostratigraphy, radiocarbon age, stable isotopes, Chukotka, Late Pleistocene.*

### Funding

This research was supported by Russian Scientific Foundation, grant no. 23-17-00082 (cryogenetic, isotope and radiocarbon studies, data compilation). Partial isotope analysis was carried out at the Centre for X-ray Diffraction Studies, Research Park of Saint-Petersburg State University within the framework of the project AAAA19-119091190094-6.

### Acknowledgements

The authors are grateful to N. Komova and L. Kuzyakin for their help in the field studies.

### Information about the authors

**Vasil'chuk, Yuri Kirillovich**, Doctor of Geology and Mineralogy, Professor, Department of Landscape Geochemistry and Soil Science, Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University (GSP-1, 1, Leninskie Gory, Moscow, Russia, 119991), e-mail: vasilch\_geo@mail.ru.

**Budantseva, Nadine Arkad'evna**, PhD of Geography, Senior Scientific Researcher, Department of Landscape Geochemistry and Soil Science, Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University (GSP-1, 1, Leninskie Gory, Moscow, Russia, 119991), e-mail: nadin.budanceva@mail.ru.

**Maslakov, Alexey Alexeevich**, PhD of Geography, Leading Scientific Researcher, Laboratory of Geocology of the North, Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University (GSP-1, 1, Leninskie Gory, Moscow, Russia, 119991), e-mail: alekseymaslakov@yandex.ru.

**Tokarev, Igor Vladimirovich**, PhD of Geology and Mineralogy Leading Researcher, Centre for X-ray Diffraction Studies, Research Park of Saint-Petersburg State University (16, off. 305. per. Decabristov, St. Petersburg, Russia, 199155), e-mail: tokarevigor@gmail.com.

**Vasil'chuk, Alla Constantinovna**, Doctor of Geography, Leading Scientific Researcher, Laboratory of Geocology of the North, Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University (1, GSP-1, Leninskie Gory, Moscow, Russia, 119991), e-mail: alla-vasilch@yandex.ru.

© Vasil'chuk Yu. K., Budantseva N. A., Maslakov A. A., Tokarev I. V., Vasil'chuk A. C., 2025