

ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ У ЮЖНОЙ ГРАНИЦЫ ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВБЛИЗИ ГОРОДА ЛАБЫТНАНГИ

© 2025 г. Ю. Н. Чинова^{1,*}, Л. П. Кузякин², Ю. К. Васильчук², З. М. Рогова², А. В. Дунаев²

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*e-mail: eacentr@yandex.ru

Поступила в редакцию 12.03.2025 г.

После доработки 21.04.2025 г.

Принята к публикации 26.06.2025 г.

Рассмотрены вариации $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ повторно-жильного льда, вскрытого в обнажении полигонального торфяника вблизи г. Лабытнанги в 2024 г. Установлено, что значения $\delta^{18}\text{O}$ (от -14.4 до -19.35‰) и $\delta^2\text{H}$ (от -103.7 до -143‰) жильного льда на боковых контактах изменены вторичными процессами, связанными с подтоплением и последующим замерзанием свободной воды, скорее всего озерной. Это привело к формированию термокарстово-полостного льда, значения $\delta^{18}\text{O}$ которого составляли от -11.5 до -15.5‰ .

Ключевые слова: изотопный состав, подземные льды, повторно-жильный лёд, термокарст

DOI: 10.7868/S2412376525030126

ВВЕДЕНИЕ

Повторно-жильные льды (далее — ПЖЛ) — один из наиболее распространенных типов подземного льда в криолитозоне и информативным природным палео-архивом климатических условий. Использование стабильных изотопов кислорода и водорода даёт возможность оценить температуры зимнего периода времени формирования жильного льда. Поскольку повторно-жильный лёд образуется из смеси снега и талой снеговой воды, попадающих в морозобойную трещину, изотопные характеристики ПЖЛ отражают изотопный состав атмосферных осадков зимнего сезона, которые, в свою очередь, зависят от температуры воздуха (Васильчук, 2006; Opel et al., 2018). На сегодняшний день по Российской криолитозоне получен большой массив изотопных данных по ПЖЛ, что позволило охарактеризовать в общих чертах климатические условия позднего плейстоцена и голоцена и установить общий характер связи изотопных характеристик повторно-жильных льдов с географическим положением разреза (Васильчук, 2006; Vasil'chuk, Vasil'chuk, 2014; Vasil'chuk et al., 2023; Буданцева и др., 2024; Стрелецкая и др., 2015).

Динамика ледяных жил обусловлена квази-циклическим процессом, который, согласно (Kanevskiy et al., 2017), включает пять основных стадий: недеградированные клинья (undegraded wedges), начальная деградация (degradation-initial), продвинутая деградация (degradation-advanced), начальная стабилизация (stabilization-initial), продвинутая стабилизация (stabilization-advanced). Концептуальная модель, описывающая эти стадии, первоначально была предложена (Jorgenson et al., 2006), а позже модифицирована (Kanevskiy et al., 2017). При определённых условиях деградация ледяных жил может привести к полному вытаиванию ледяных жил и образованию крупных термокарстовых озёр (Raynolds et al., 2014; Kanevskiy et al., 2017). Вероятность такой трансформации гораздо выше в районах с высокотемпературными многолетнемерзлыми породами (далее — ММП) (Shur et al., 2012). Первоначальная деградация вызвана экстремальными погодными условиями (например, исключительно тёплым и влажным летом) или физическим нарушением, что приводит к увеличению толщины активного слоя и частичному таянию ледяных жил с образованием неглубоких

ложбин. Запас воды и дополнительное накопление снега в ложбинах приводят к дальнейшему таянию ледяных жил и углублению ложбин. В целом деградация ледяных жил связана с множеством факторов, среди которых условия климата, рельефа, тип растительности и почв, поверхностные и грунтовые воды (Jorgenson et al., 2006; Shur, Jorgenson 2007; Kanevskiy et al., 2017). В результате развитого термокарста по ПЖЛ развиваются новые пути поверхностного потока с образованием дренажных сетей желобов, которые вызывают значительные гидрологические изменения в арктических ландшафтах (Liljedahl et al., 2016).

Процессы термокарста по ПЖЛ не только приводят к деградации жил, но и нарушают первичную изотопную запись и, следовательно, уничтожают возможность палеотемпературных реконструкций. Особенно важен учёт этих процессов в районах высокотемпературных ММП на южном пределе распространения ПЖЛ, где термокарст по ледяным жилам наиболее активен.

Наиболее южное местоположение жильных льдов на территории Европейского севера на границе с Западной Сибирью — это описанное Н.С. Даниловой обнажение торфяника с ледяными жилами в 10 км к северу от Салехарда (Данилова, 1962). Согласно Г.И. Дубикову, именно здесь проходит граница между растущими и реликтовыми син- и эпигенетическими повторно-жильными льдами (Дубиков, 1966). По мнению Ю.К. Васильчука, южную границу развития современных жил в Западной Сибири можно ориентировочно проводить по 63° с.ш., а распространения реликтовых жил — по 64° с.ш. (Васильчук, 2004). Однако к западу от Сибирских увалов в Нижнем Приобье граница распространения ПЖЛ резко уходит к северу и к западу от Урала фиксируется на широте 66° – 67° с.ш. (Васильчук, 2004).

Изученное нами в 2024 г. новое обнажение ПЖЛ вблизи г. Салехарда позволяет оценить состояние полигонально-жильных комплексов у южной границы распространения ПЖЛ, в том числе оценить (определить/уточнить) степень надежности палеоклиматической информации, содержащейся в изотопных характеристиках льда. Цель работы — рассмотрение изотопных параметров повторно-жильного льда, оценка степени сохранности льда и его первоначально-го изотопного сигнала.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Район исследования. Изученный полигональный торфяник расположен в 8 км к северу от ст. Обская (г. Лабытнанги) у дороги Обская — Бованенково (66.7566° с.ш., 66.4091° в.д.). Район исследований находится на границе умеренного континентального и субарктического климатов. Средняя температура июля — $+15^\circ\text{C}$, января — -23.1°C , годовое количество осадков — около 460 мм (Соромотина, 2004). Природная зона — лесотундра, однако непосредственно полигональный торфяник относится к тундровому пространству и характеризуется растительностью типичной и южной тундры (кустарничково-мохово-лишайниковое сообщество). Рельеф района представляет собой лестницу террас морского, ледово-морского и аллювиального генезиса. Новейшие отложения представлены полным спектром: от глин и суглинков, слагающих морские террасы, до крупнодисперсного пролювия вблизи уральских предгорий. Многолетнемерзлые породы прерывистого распространения (Геокриология СССР..., 1989), среднегодовая температура на глубине нулевых годовых колебаний от 0°C (на контакте с таликовыми зонами) до $-3.0 \dots -3.5^\circ\text{C}$ в пределах типичной тундры.

Залежь повторно-жильного льда была вскрыта в стенке термоэрозионного оврага, врезанного в полигональный торфяник (рис. 1), расположенный на поверхности второй (каргинской) морской и ледниково-морской террасы. В 3 м от обнажения овраг открывается в термокарстовое озеро размером 400 м в ширину и 500 м в длину. Полигональный торфяник, примыкающий к берегу озера, подвергается разрушению за счёт совокупного воздействия термоэрозии, термоабразии и термокарста. Вероятно, происходит отступление береговой линии, а на подводном береговом склоне оказываются высокочленистые породы с повторно-жильными льдами, развивается термокарстовый процесс, способствующий формированию приглубого берега. Приглубый берег, в свою очередь, способствует развитию термоабразии и активному размыву береговых отложений при волнении на озере. В момент проведения полевых исследований зафиксированы элементы блокового обрушения берега. Вдали от озера торфяник находится в достаточно стабильном состоянии: нет крупных термокарстовых просадок, наблюдаются элементарные жилки и следы морозобойного растрескивания, но по мере приближения к озеру начинают проявляться следы деградации.

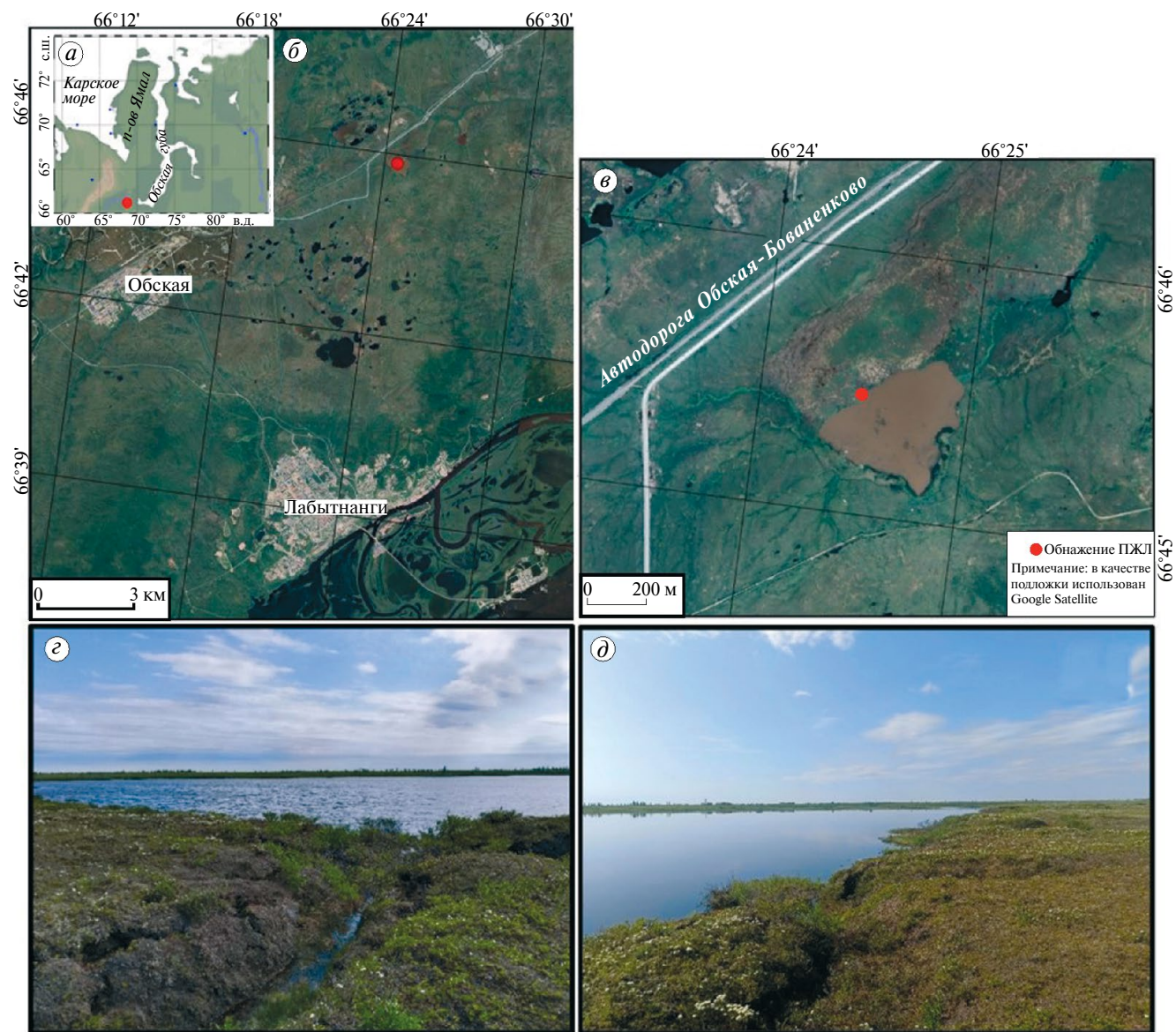


Рис. 1. Положение и общий вид района исследований: район исследований в Западной Сибири (а); расположение торфяника с полигонально-жильными льдами в 8 км к северу от ст. Обская (б); положение обнажения с повторно-жильными льдами на берегу термокарстового озера (в); термоэрозионный овраг, открывающийся к термокарстовому озеру (г); береговая линия озера со следами размыва берега и блоковым обрушением торфа (д)

Fig. 1. Location and view of the study site: location of the study site in Western Siberia (a); location of the polygonal peat bog with ice-wedges 8 km north of Obskaya station (b); position of the outcrop with ice-wedges on the shore of the thermokarst lake (v); thermo-erosion gully opening to the thermokarst lake (z); shoreline of the lake with traces of shore erosion and block collapse of peat (d)

Полевые исследования. Повторно-жильный лёд обнаружен в правом борту развивающегося термоэрозионного оврага. Длина оврага — около 12 м, к вершине прилегает заболоченная ложбина, приуроченная к трещинам полигональной системы. Глубина оврага — около 1.8–2.0 м. Тальвег оврага затоплен водой из озера. Профиль невыработанный, делится на две части: нижняя — где

произошло полное протаивание повторно-жильного льда до базиса эрозии, и верхняя — где только начинается процесс линейного термокарста. Устьевая часть оврага затоплена, представляет из себя залив озера.

Размер защищенной части обнажения составляет 1.5 м в высоту (от дневной поверхности торфяника до базиса эрозии) и 2.3 м в ширину.

В строении обнажения заметно чёткое обособление двух жил льда (правая ПЖЛ и левая ПЖЛ), а также морфологически отличающийся перекрывающий правую жилу лёд, который предварительно был назван термокарстово-пещерным (рис. 2).

Кровля левой ПЖЛ вскрыта на глубине 0.6 м, в верхней части наблюдаются оголовки жилы и элементарная жилка (см. рис. 2). Жила имеет чёткую границу с вмещающим торфом и суглинком. Лёд белый с характерной субвертикальной слоистостью за счёт прослоев субвертикально ориентированных пузырьков и включений органики. Жила имеет следы пузырьков воздуха двух периодов деградации (протаивания). На глубине от 0.6 до 0.9 м выделяются “плечи” ПЖЛ, состоящие из оторфованного ледогрунта и термокарстово-пещерного льда (см. рис. 2). В верхней части жилы (0.6 м) также имеется слой термокарстово-пещерного льда толщиной около 4 см,

разделённый “оголовком” жилы, который прослеживается и над жилой, и над ледогрунтовыми “плечами” жилы. Кровля правой жилы залегает на глубине 0.9 м, ширина жилы до 1.0 м. Лёд белый с субвертикальной слоистостью за счёт прослоев субвертикально ориентированных пузырьков и включений органики. Над жилой залегает горизонт конжеляционного (термокарстово-пещерного или термокарстово-полостного) льда со сложной текстурой, включениями торфа, ледогрунтовыми прослоями.

Грунтовый разрез обнажения, не осложнённый повторно-жильными и термокарстово-пещерными льдами, состоит из двух горизонтов.

На глубине 0–1.4 м (0–0.9 м – в центральной части зачистки) – коричневый торф слабой степени разложения; на глубинах 0–0.25 м – талый (сезонно-талый слой), ниже 0.25 м – мёрзлый; криотекстура ячеистая, слоистая, атакситовая (высокольдистый торф в нижней части СТС на

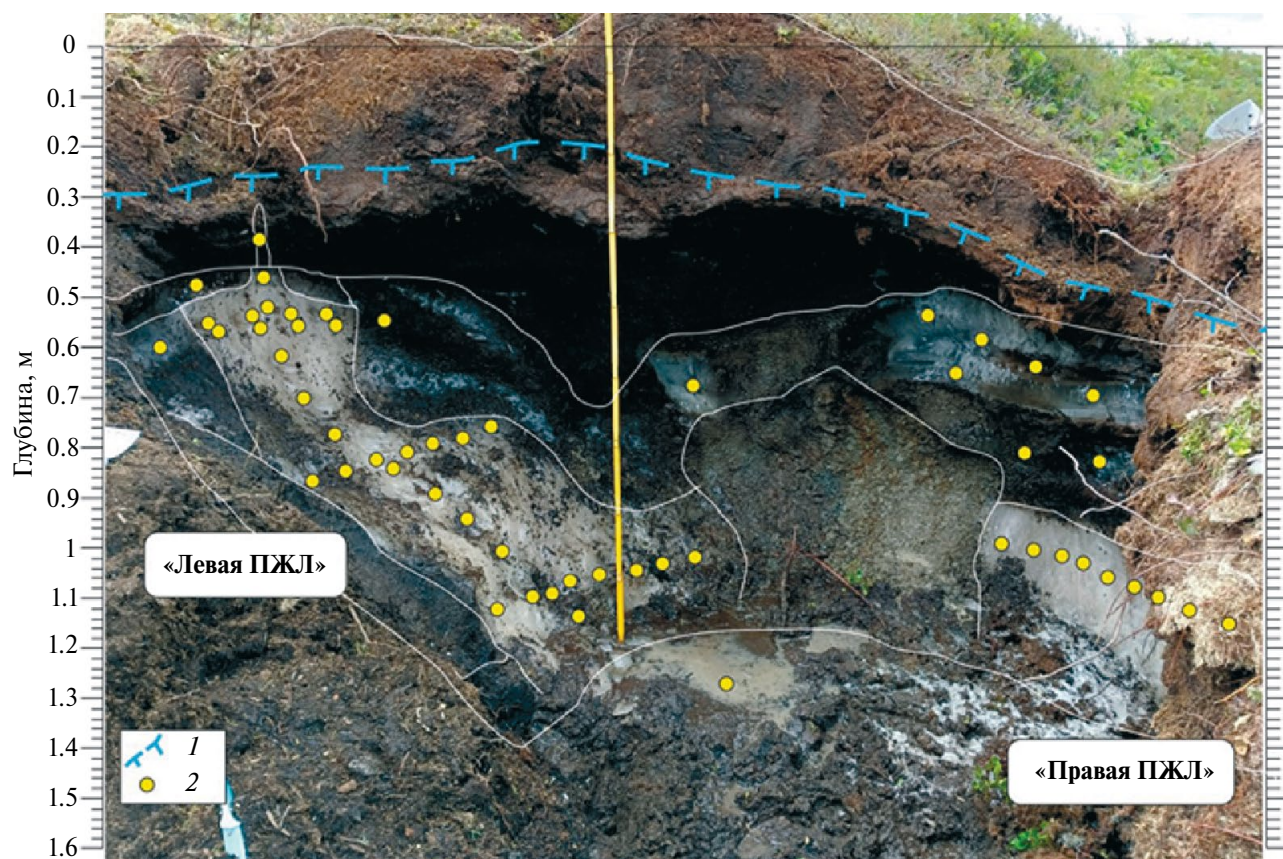


Рис. 2. Вскрытое обнажение пересекающихся жил. Границы элементов (повторно-жильный лёд, термокарстово-пещерный лёд, торф, суглинок) внутри обнажения очерчены приблизительно: 1 – глубина протаивания, 2 – точки отбора проб

Fig. 2. Outcrop of intersecting ice wedges. The boundaries of the elements (ice-wedge ice, thermokarst- cavity ice, peat, loam) inside the outcrop are outlined approximately: 1 – thaw depth, 2 – sampling points

глубине от 0.5 м); в нижней части — торф средней степени разложения, переход к нижележащим отложениям чёткий по составу, граница ровная.

Ниже глубины 1.4 м (в центральной части с 0.9 м) — подстилающий серый суглинок (до сизого цвета), высокольдистый, с сетчатой и неполносетчатой криотекстурой, толщина шпиров от 1 мм до 2 см.

Также в обнажении в нижней части СТС и непосредственно под ним, в торфе, наблюдаются крупные шпирь льда толщиной до 2–3 см, которые, возможно, являются следами глубокого протаивания, как и термокарстово-пещерный лёд.

Образцы льда во вскрытой части обнажения отбирались с помощью ручного бура, помещались в пластиковые пакеты и плавилась при комнатной температуре. Расплавы образцов переливались в полипропиленовые пробирки и герметизировались лентой Parafilm. До анализа пробы хранились в холодильнике. Всего было отобрано 54 образца из обнажения, 1 образец из элементарной жилки в сезонно-талом слое на удалении 50 м от берега озера и 3 образца природной воды (озёрной и грунтовой).

Аналитические методы. Анализ изотопного состава кислорода и водорода всех полученных проб был выполнен на изотопном анализаторе Picarro L2130i в лаборатории палеоэкологических реконструкций Института географии РАН. Калибровка измеренных значений выполнялась методом линейной регрессии по международным стандартам USGS-46, USGS-47 и USGS-48. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ приведены в шкале V-SMOW-SLAP. Точность определения $\delta^{18}\text{O}$ составила 0.1‰, $\delta^2\text{H}$ — 1‰.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Повторно-жильный лёд. Изотопные параметры двух жил незначительно различаются: для льда левой жилы значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от –14.4 до –18.4‰, для льда правой жилы — от –18 до –19.3‰. При этом средние величины $\delta^{18}\text{O}$ составили –17.95‰ для льда вертикальной секции отбора левой жилы, –16.9‰ для льда горизонтальных секций отбора левой жилы и –18.5‰ для льда правой жилы (таблица). Значения $\delta^{18}\text{O}$ льда, полученные в результате вертикального отбора левой жилы, незначительно отличаются от величин $\delta^{18}\text{O}$

Таблица. Изотопные характеристики подземных льдов и природных вод

Тип льда	Кол-во проб	$\delta^{18}\text{O}$, ‰		$\delta^2\text{H}$, ‰		d_{exc} , ‰	
		Макс/мин	Среднее	Макс/мин	Среднее	Макс/м	Среднее
Повторно-жильный лёд							
ПЖЛ левая, вертикальный отбор	10	−17.38/−18.37	−17.95±0.29	−126.9/−134	−131.3±2.2	13.35/11.36	12.3±0.6
ПЖЛ левая, горизонтальный отбор	18	−14.42/−18.15	−16.92±1.25	−103.7/−133.2	−123.8±9.4	12.96/9.2	11.6±1.1
ПЖЛ правая, горизонтальный отбор	8	−17.99/−19.35	−18.54±0.47	−131.9/−143	−135.8±3.9	13.09/11.75	12.5±0.5
Другие типы льда							
Термокарстово-пещерный лёд	8	−11.53/−15.48	−13.25±1.93	−83.1/−112.1	−95.2±14.7	11.98/9.1	10.8±1.2
Текстурный лёд	2	−12.45/−13.92	−13.18±1.04	−86.4/−98.7	−92.6±8.7	13.16/12.61	12.9±0.4
“Плечо” ПЖЛ из т/к льда	1	—	−12.90	—	−92.47	—	10.69
Элементарная жилка левой ПЖЛ	1	—	−12.72	—	−93.3	—	8.5
Элементарная жилка в СТС	1	—	−17.63	—	−126.7	—	14.3
Поверхностные воды							
Вода в основании обнажения	1	—	−14.5	—	−103.6	—	12.7
Вода термокарстового озера	2	—	−13.17±0.2	—	−101±0.3	—	4.35±1.1

льда правой жилы (рис. 3). Вероятно, это связано с разной генерацией жил в пределах данного полигонального торфяника, когда морозобойные трещины второй генерации открываются не каждый сезон растрескивания, а только в более суровые зимы (Vasil'chuk et al., 2024).

Величины $\delta^{18}\text{O}$ жильного льда, полученного при горизонтальном отборе в левой жиле, повышаются от центральной зоны к боковым контактам (см. рис. 3), что, наиболее вероятно, указывает на участие повторно замёрзших термокарстовых вод на границах жил.

Термокарстово-пещерный лёд. Термокарстово-пещерный лёд, обрамляющий жилы, имеет средние значения $\delta^{18}\text{O} = -13.25\text{‰}$ (см. таблицу). Термокарстовые воды, отобранные в основании обнажения жильного льда, характеризуются близким ко льду значением $\delta^{18}\text{O} = -13.2\text{‰}$. Процессы термокарста, появления большого количества жидкой воды и ее последующего замерзания сформировали эти прослой конжеляционного льда, и также заделали боковые контакты жильного льда.

Интересно, что и “плечо” ПЖЛ, и текстурные льды вмещающих отложений и термокарстово-пещерный лёд имеют очень близкие величины $\delta^{18}\text{O}$ (см. таблицу; рис. 4). Это говорит о том, что все эти типы льда были сформированы при стабилизации термокарстового процесса по ледяным жилам. На момент опробования процессы термокарста активно протекают, т.е. стадия стабилизации, вероятно, уже сменилась повторной деградацией.

Элементарные жилки. Самый необычный эффект, установленный для данного обнажения ПЖЛ, заключается в полной замене льда элементарной жилки, проникающей в левую жилу. Если для элементарной жилки в слое СТС в 50 м от изученного обнажения было получено значение $\delta^{18}\text{O} = -17.6\text{‰}$, близкое к изотопному составу ПЖЛ, то для измененной элементарной жилки в обнажении величина $\delta^{18}\text{O}$ льда составила -12.7‰ , что практически полностью совпадает с изотопным составом кислорода текстурного льда плеча и окружающего трещинно-полостного льда (см. рис. 4, 5). Это означает, что помимо

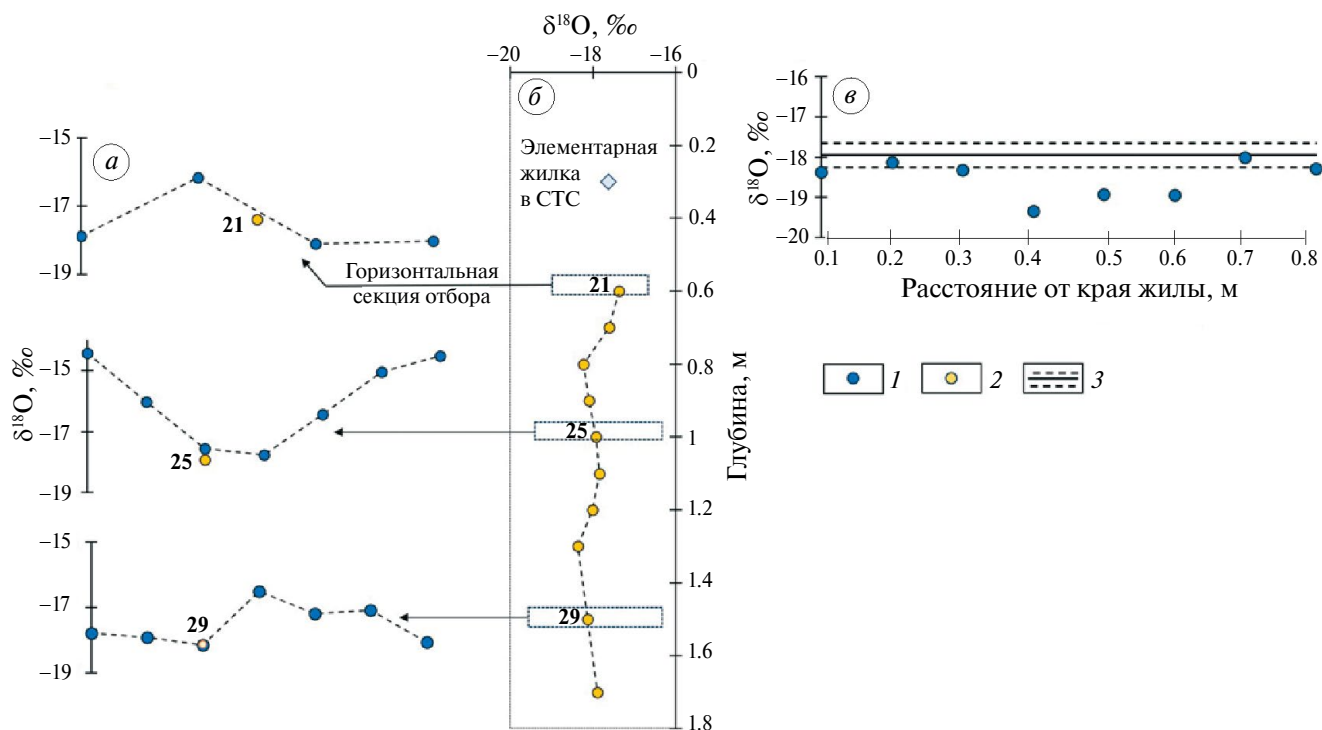


Рис. 3. Величины $\delta^{18}\text{O}$ льда при горизонтальном отборе левой жилы (а), вертикальном отборе левой жилы (б) и горизонтальном отборе правой жилы (в): 1 – жильный лёд горизонтальных секций, 2 – жильный лёд вертикальной секции, 3 – среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ левой жилы со стандартным отклонением

Fig. 3. The $\delta^{18}\text{O}$ values of ice in horizontal sampling section of the left ice wedge (a), vertical sampling section of the left ice wedge (b) and horizontal sampling section of the right ice wedge (v): 1 – ice wedge ice of horizontal sections, 2 – ice wedge ice of the vertical section, 3 – average value of $\delta^{18}\text{O}$ of the left ice wedge with standard deviation

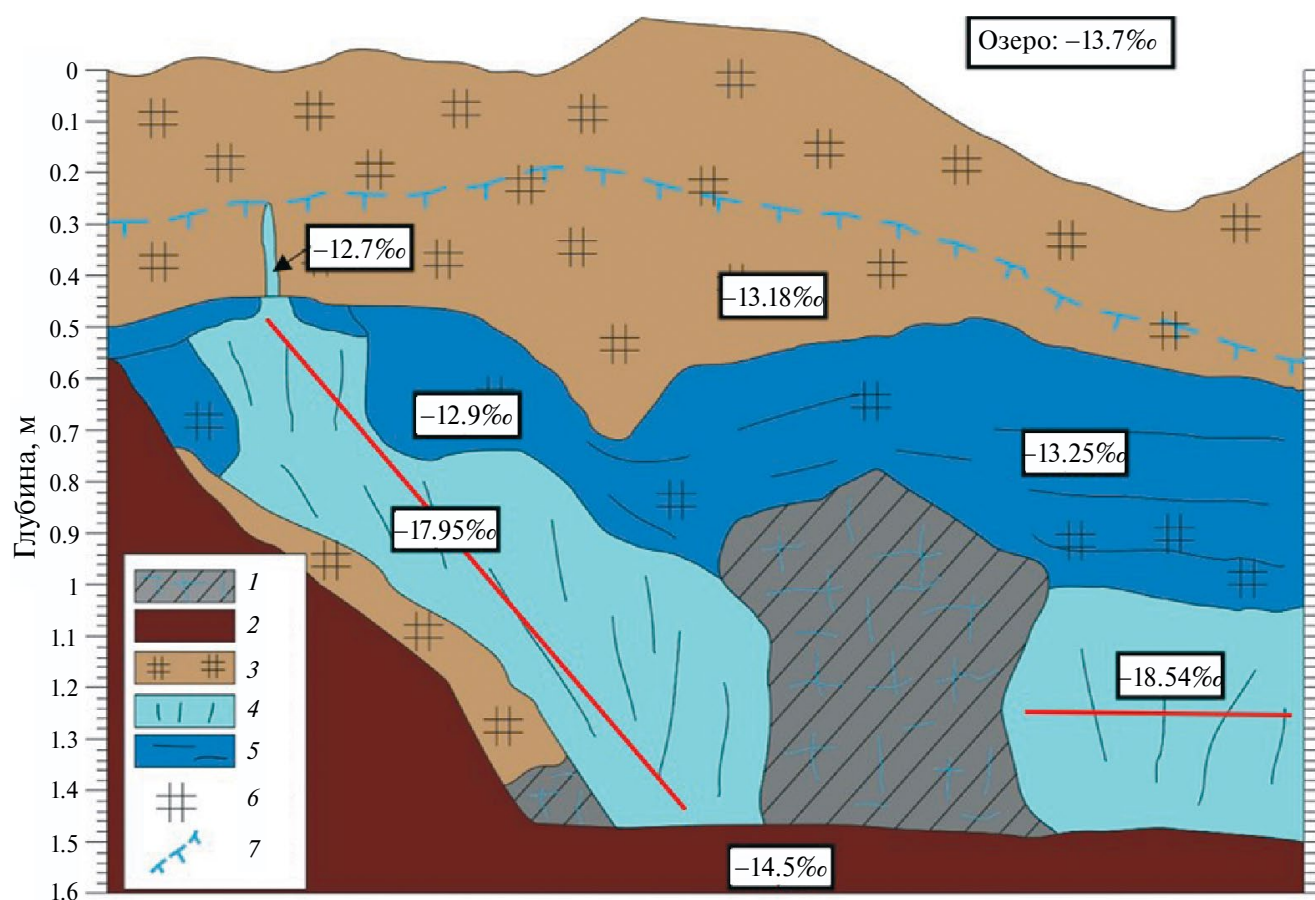


Рис. 4. Усреднённые значения $\delta^{18}\text{O}$ льда элементов обнажения. 1 – серые высокольдистые суглинки; 2 – оплывные и осыпные отложения; 3 – торф от слабой до средней степени разложения; 4 – повторно-жильный лёд; 5 – термокарстово-пещерный лёд; 6 – включения торфа во лёду; 7 – глубина протаивания (июль 2024). Красными линиями показаны профили отбора образцов, для которых приведены значения $\delta^{18}\text{O}$ жильного льда

Fig. 4. Average $\delta^{18}\text{O}$ values of ice in outcrop. 1 – grey icy loams; 2 – slush and scree deposits; 3 – peat from weak to moderate decomposition; 4 – ice wedges; 5 – thermokarst-cavity ice; 6 – peat inclusions in ice; 7 – thaw depth (July 2024). Red lines show sampling sections for which average $\delta^{18}\text{O}$ values of ice wedges are given

заполнения трещин и полостей конжеляционным льдом возможно даже заполнение элементарной жилки после её вытаивания.

ДИСКУССИЯ

Повторно-жильный лёд. Изотопные параметры жильного льда из вертикальной секции левой жилы и горизонтальной секции правой жилы (среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ льда этих двух секций составило -18.2‰), которые не затронуты изменениями термокарстовыми водами, соответствуют современным температурным условиям региона. Среднезимние температуры воздуха, зафиксированные на метеостанции в г. Салехарде с 1960 по 2022 г., составляют -19.5‰ , если осредняется период с ноября по март включительно, и -16.9‰ , если осредняется период

с октября по март. Это даёт основание считать изотопные характеристики изученных жил близкими к современным. Также эти характеристики близки к изотопному составу кислорода голоценовых жил, описанных в этой части криолитозоны. Ближайшим местоположением, где были получены изотопные характеристики жильного льда, является обнажение в Юньягинском торфянике вблизи г. Воркута, формирование жил в котором происходило в период от 9 до 7 (5.5?) тыс. лет назад. Значения $\delta^{18}\text{O}$ жильного льда там варьировали от -15.4 до -16.3‰ , среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ составило -15.9‰ (Васильчук и др., 2005). Таким образом, разница между средними величинами $\delta^{18}\text{O}$ льда этих двух обнажений составила 2.3‰ , что полностью соответствует современным температурным различиям между Воркутой и Лабытнангами. Разница

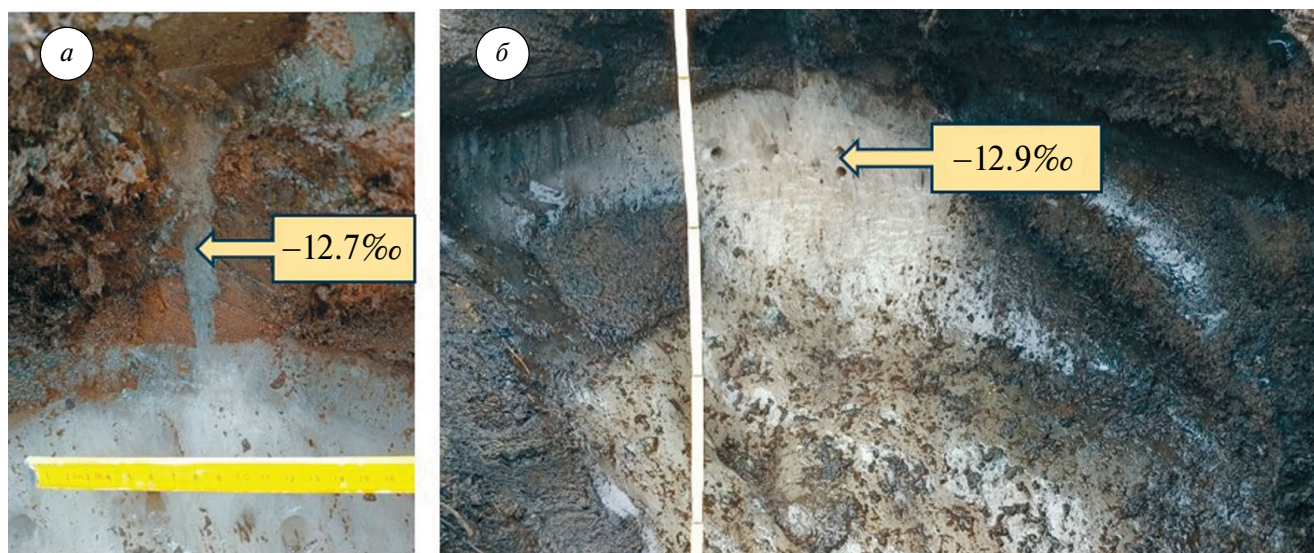


Рис. 5. Верхняя часть левой ПЖЛ: элементарная жилка, проникающая в оголовек ПЖЛ, к которому с обеих сторон примыкает прослой прозрачного пузырчатого льда (термокарстово-пещерный лёд) (а); “плечи” левой ПЖЛ, выполненные термокарстово-пещерным льдом и фрагментами торфа (б)

Fig. 5. The upper part of the left ice wedge: an elementary vein penetrating into the head of the ice wedge, which is adjoined on both sides by a layer of transparent bubbly ice (thermokarst-cavity ice) (a); the “shoulders” of the left ice wedge, filled with thermokarst- cavity ice and peat fragments (b)

в температурах января равна 3.5°C , что, учитывая формулу Ю.К. Васильчука $T_{\text{январь}} = 1.5 \cdot \delta^{18}\text{O}_{\text{ПЖЛ}}$, обеспечивает разницу в изотопном составе кислорода в 2.3‰ . Эта зависимость изотопного состава кислорода жил от современных температур воздуха указывает на то, что, во-первых, голоценовые температурные условия были близки к современным, а во-вторых, дает нам основания предполагать голоценовый возраст изученного обнажения ПЖЛ вблизи г. Лабытнанги. Об этом же свидетельствует близость значений $\delta^{18}\text{O}$ элементарной жилки в слое СТС, растущей на поверхности торфяника, к величинам $\delta^{18}\text{O}$ жильного льда.

Кроме того, ранее вблизи г. Лабытнанги ($66^{\circ}30'$ с.ш., 67° в.д.) были получены радиоуглеродные датировки по торфу полигональных торфяников, вмещающих ПЖЛ, — от 2310 ± 80 до 4920 ± 90 лет назад, что говорит о том, что активный рост торфяников в районе начался около 5 тыс. лет назад и прекратился около 3–2.3 тыс. лет назад (Vasil'chuk et al., 2001). Рост жил в этом торфянике, вероятнее всего, начался около 3 тыс. лет назад.

Сохранность и степень изменённости жильного льда в полигональных голоценовых торфяниках вблизи южной границы распространения ПЖЛ говорит о сложных процессах взаимодей-

ствия климата, ландшафта и условий обводнённости. По данным Н.С. Даниловой (1962), в районе Салехарда в 60-е годы прошлого века на плоскобугристых торфяниках повторно-жильные льды ещё сохранялись, однако не проявляли признаков роста: отсутствовали валики на полигональных торфяниках, отмечалась плохая сохранность полигонов на болотах, залегание льда ниже уровня современного (1960-е годы) протавивания. Нами же установлено, что к настоящему времени в районе г. Лабытнанги продолжается рост повторно-жильных льдов. Об этом свидетельствует существование морозобойных трещин в торфянике и наличие элементарных жилок в мёрзлой части слоя сезонного оттаивания. Однако этот рост соседствует с процессами термокарстового разрушения даже в пределах одного полигонального торфяника.

Н.С. Данилова (1962) отмечает, что торфяники в районе Салехарда имеют возраст голоценового оптимума (около 7 500 л.н.), а повторно-жильные льды сформировались позже, при последующем похолодании, т.е. являются эпигенетическими. Доказательством является выраженная полигональная сеть не только на торфяниках, но и на всей поверхности тундры, включая террасы разного возраста. Кроме того, возвышение торфяников над окружающей тундрой вероятно является следствием их промерзания и последующего

выпучивания. В-третьих, при вытаивании жильного льда в торфе формируется гладкая стенка, которая может быть сформирована только при одновременном растрескивании всей толщи торфа. Также Н.С. Данилова (1962) указывает на характерные для эпигенетических жил загибы грунта в краевых частях жилы. При исследовании повторно-жильного льда в районе г. Лабытнанги в его краевых частях не было обнаружено загибов грунта, свидетельствующих о давлении жилы на вмещающие породы.

Наиболее затронута процессами повторного намерзания конжеляционного льда левая жила

на боковых контактах (горизонтальная секция отбора на глубине 1 м). На диаграмме (рис. 6) хорошо заметно, что точки, соответствующие горизонтальной секции отбора левой жилы, находятся между точками, представляющими вертикальную секцию жилы, и точками наиболее изотопно-тяжелых термокарсто-пещерных льдов. Перекрывание диапазонов значений говорит о том, что лёд здесь сформировался повторно при участии воды, сформировавшей пещерно-полостной лёд и в целом близкой по составу к воде, отобранной в основании обнажения. Об этом же говорит уравнение регрессии для

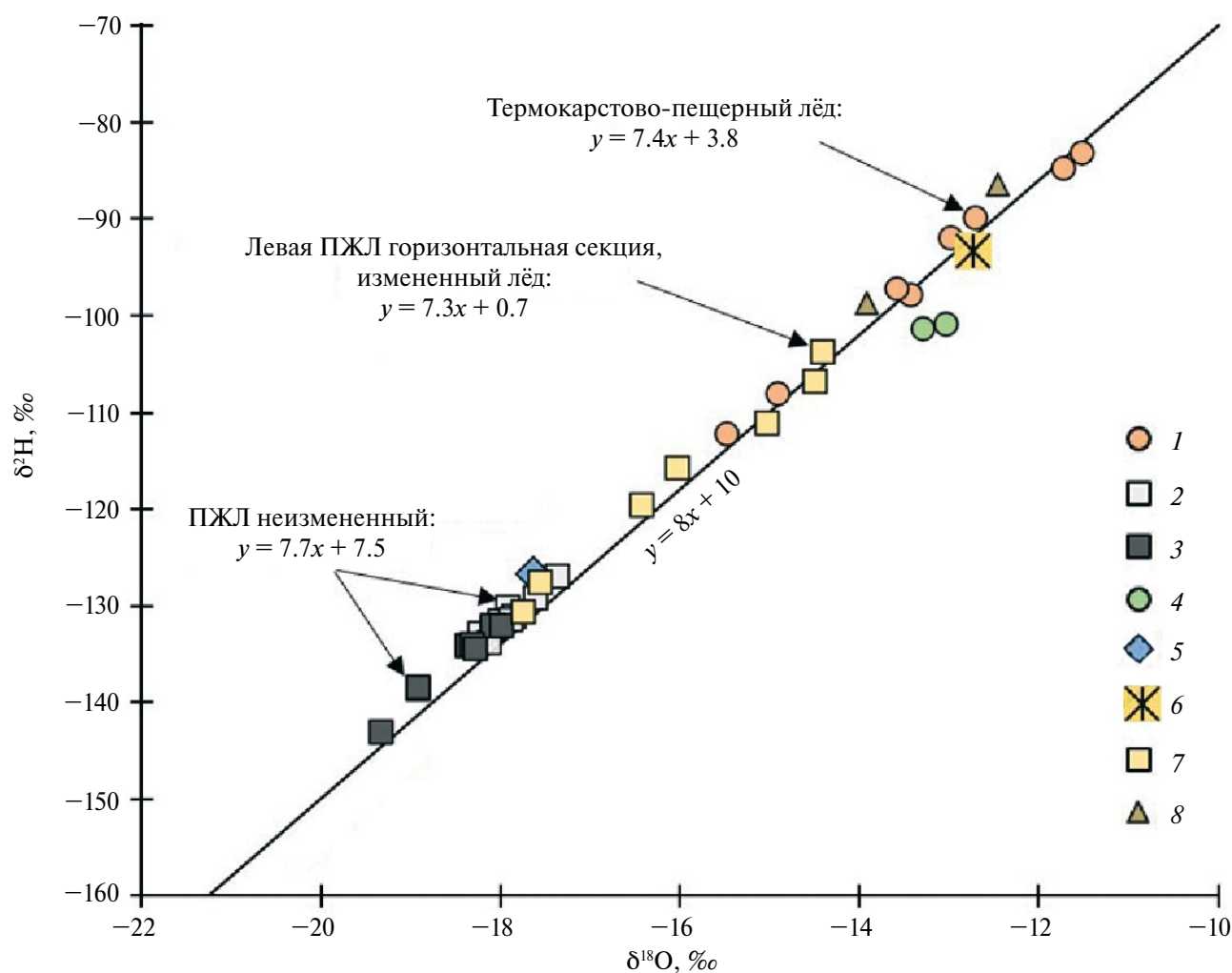


Рис. 6. Изотопные параметры всех типов льдов в полигональном торфянике: 1 – термокарстово-пещерный лёд, 2 – лёд вертикальной секции левой жилы, 3 – лёд правой жилы, 4 – озерная вода, 5 – элементарная жила в слое СТС, 6 – элементарная жила в верхней части левой ПЖЛ, 7 – лёд горизонтальной секции отбора в левой жиле на гл. 1 м., 8 – текстурный лёд

Fig. 6. Isotopic parameters of all types of ice in a polygonal peat bog: 1 – thermokarst-cavity ice, 2 – ice of the vertical section of the left ice wedge, 3 – ice of the right ice wedge, 4 – lake water, 5 – elementary vein in the STS layer, 6 – elementary vein in the upper part of the left IW, 7 – ice of the horizontal section in the left ice wedge at a depth of 1 m, 8 – texture ice

льда горизонтальной секции (см. рис. 6), которое наследует наклоны, характерные для термокарстово-пещерного льда, и которое маркирует линию смешения двух источников — талых вод ПЖЛ и термокарстовых вод. Точки ПЖЛ правой жилы и левой жилы вертикального отбора находятся вблизи глобальной линии метеорных вод и формируют тренд, описываемый уравнением $\delta^2\text{H} = 7.7 \cdot \delta^{18}\text{O} + 7.5$, что, как мы полагаем, является характеристикой неизмененных повторно-жильных льдов района.

Термокарстово-пещерный вторичный лёд. Современная климатическая обстановка в криолитозоне способствует развитию склоновых, термокарстовых, термоэрозионных и термоабразионных процессов. При этом в естественных обнажениях наблюдаются многочисленные просадки, полости, промоины и трещины, в которых, при попадании воды и последующем её замерзании, образуются льды, осложняющие строение подземных льдов раннего голоцена и плейстоцена.

Известно, что вторичные процессы приводят к формированию других генетических типов льда, зачастую входящих в состав жилы, таких как термокарстово-пещерные. Термокарстово-пещерный лёд как правило формируется в термокарстовой полости над жилой, заполненной свободной водой, замерзание которой и формирует этот тип льда. Таким образом над жилой создается прослой конжеляционного льда, который со временем входит в состав жильного льда, поскольку сверху его пробируют элементарные жилки и также вверх происходит последующий рост жилы (Розенбаум и др., 1978; Тихонравова и др., 2020). Присутствие термокарстово-пещерного льда в разрезах ПЖЛ отмечается в разных сочетаниях и не только над головой жилы. Так, в разрезе берегового обрыва южного побережья о. Сибирякова встречается несколько генераций ПЖЛ совместно с присутствием линзовидного термокарстово-пещерного льда, который залегает в полостях ПЖЛ, частично замещая кровлю жилы. Доказательством вторичного происхождения термокарстово-пещерного льда является то, что он выполняет вторичные полости в теле ледяных жил, но сам не освоен морозобойным растрескиванием (Облогов, 2015).

Вхождение в состав ледяной жилы термокарстово-пещерного льда, с одной стороны, считалось безусловным свидетельством изменения термических условий и увлажнения на былой полигональной поверхности (Конишев, 2013),

с другой — показателем нарушения первичного изотопного сигнала жильного льда (Тихонравова и др., 2017). Негомогенность изотопного состава кислорода жильного льда, таким образом, связана с двумя факторами — разновозрастными льдами, формирующими один разрез ПЖЛ, и разным генетическим типом льда, слагающим разрез ПЖЛ.

Одним из подходов к разграничению разных типов льда, слагающих разрез ПЖЛ, являются петрологические исследования (Слагода и др., 2012; Тихонравова и др., 2020). Согласно представлениям А.И. Попова, П.А. Шумского, Б.И. Втюрина и В.И. Соломатина (Шумский, 1955; Попов, 1955; Втюрин, 1975; Соломатин, 2013), соотношение разновидностей позднеголоценовых льдов с вмещающими ледяными телами и мёрзлыми породами, структурно-текстурные особенности новообразованных льдов и их кристаллическое строение определяются характером (формой и ориентировкой) полостей, их размерами и условиями промерзания.

Петрологические исследования подземного льда могут служить надежным инструментом при установлении парагенеза в одном обнажении. Так, например, для жильного льда, вскрытого в торфянике Пур-Тазовского междуречья, было установлено сложное сочетание разных типов льдов (Тихонравова и др., 2020). В плечике жилы были установлены крупные кристаллы сегрегационного льда и ещё более крупные — термокарстово-пещерного льда, что указывало на протаивание жилы с боков, а затем медленное промерзание свободной воды с образованием длинных вытянутых кристаллов. Лёд формировался, по мнению авторов, из воды, по гидрохимическим характеристикам представлявшей смесь водной вытяжки из мёрзлого торфа и льда центральной части жилы. Кроме того, ростки полигонально-жильного льда также были сложены разными типами льда: один росток был сложен кристаллами элементарных жилок льда, а другой был представлен кристаллами термокарстово-пещерного льда, к которому примыкал сегрегационный лёд линз в торфе.

Сочетание этих типов льда в составе жилы обусловлено различными криогенными процессами в период формирования торфяника в условиях изменяющегося климата голоцена, который также повлиял на скорость и характер накопления торфа. Авторы полагают, что рост сингенетических жил в районе Пур-Тазовского междуречья протекал в результате морозобойного растрескивания и проходил в атлантический,

суббореальный и субатлантический периоды го-лоцена и продолжается в настоящее время. Однако, помимо процесса морозобойного растрескивания, в формировании жилы участвовали процессы локального термокарста, вызвавшие частичное протаивание её с боков и в кровле при образовании ростка из термокарстово-пещерного льда. Частичное протаивание с образованием крупных выступов и сужений жилы, преобразование структуры льда, включение в состав жилы внутригрунтовой воды в виде сегрегационного льда в плечике, вероятно, произошли в максимально тёплый, влажный этап атлантического периода — от 6000 до 5500 л.н., а дальнейший рост и расширение жилы продолжались за счёт морозобойного растрескивания в суббореальный период. При возобновлении промерзания толщи и роста жилы в зоне частичного протаивания плечика сначала из свободной воды формировался термокарстово-пещерный лёд, а затем — сегрегационный за счёт слабосвязанной воды торфа, о чём свидетельствует также смешанный состав льда жилы в зоне плечика (Тихонова и др., 2020).

В изученном нами обнажении ПЖЛ вблизи г. Лабытнанги изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) элементарной жилки, разбивающей левую жилу, также указывает на возможность образования ростков за счет термокарстово-пещерного льда. Если проникновение жилки в слой термокарстово-пещерного льда представляется частой картиной, то выполнение самой элементарной жилки вторичным конжеляционным льдом значительно затрудняет интерпретацию. Жилка соединяется с ледяной линзой (см. рис. 5) того же изотопного состава, что прямо говорит о заполнении этих полостей и трещин одной и той же свободной водой, замерзание которой привело к образованию конжеляционного льда. Таким образом, изотопные характеристики элементарной жилки говорят о том, что она выполнена вторичным льдом.

Формирование парагенетического сочетания льдов в обнажении. Заполнение вторичным льдом больших полостей над жилами и на боковых контактах жил не обязательно может быть связано с периодами максимального потепления в регионе. Это могут быть и относительно современные метеорологические факторы, запускающие процесс термокарста по ледяным жилам, такие как высокая межгодовая изменчивость летних температур воздуха и условий обводненности, влияющих на подъем уровня озера. Достаточно нескольких аномально теплых летних сезонов с большим количеством осадков. Замерзание

этих обводненных в результате термокарста полостей возле и над изученными жилами происходило не в один зимний сезон, а постепенно в течение некоторого времени. Об этом говорит наклон линии регрессии $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ для образцов термокарстово-пещерного льда, равный 7.4, что указывает на условия открытой системы (см. рис. 6). Если бы весь объем внутригрунтовой воды, содержащейся во вмещающих жилы отложениях, замерз в течении одного сезона, то имели бы место условия закрытой системы и это отразилось бы наклоне $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ линии, аппроксимирующей полостной лёд. Условия открытой системы подразумевают образование небольшого количества конжеляционного льда из большого объема свободной воды. Этому условию соответствует намерзание термокарстово-пещерного льда из проникающих к ПЖЛ озёрных вод, имеющих связь с озером. Вероятно, подтопление полигонального торфяника озерной водой привело к значительному протаиванию жил, обводнению вмещающих отложений. Последующее промерзание и постепенное снижение уровня озера выразилось в постепенном подъеме границы талого слоя, постепенном промерзании всего разреза. Поэтому на контактах жильного льда изотопные параметры термокарстово-пещерного льда говорят о смешении озёрной воды и талых жильных льдов, а также о том, что при образовании основного тела термокарстово-пещерного льда возросло участие озёрной воды. Современное термокарстовое озеро у стенки обнажения характеризуется высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ воды, подвергшейся процессам испарения. В момент подтопления и термокарста по ледяным жилам озёрная вода не была испарена, поскольку точки термокарстово-пещерного льда находятся вблизи линии метеорных вод (см. рис. 6), следовательно, и вода-источник также имела изотопные характеристики атмосферных вод. Вероятно, в тот момент озеро имело достаточное питание атмосферными осадками и процессы испарения не сильно влияли на изотопные параметры воды.

Присутствие термокарстово-пещерных льдов в виде измененных ростков полигонально-жильного льда необходимо учитывать при интерпретации данных по изотопному составу и реконструкции палеотемператур. Нами ранее уже упоминалось, что в опубликованных данных по Ямалу для современных ледяных жилок не все значения $\delta^{18}\text{O}$ можно использовать как современные, поскольку они некорректно согласуются друг с другом и с географическим положением

участков опробования (Чижова и др., 2021). Величина $\delta^{18}\text{O}$ для современной жилки в Марре-Сале, составившая -14‰ (Стрелецкая и др., 2013, 2015), возможно, контаминирована современным текстурным льдом (который имеет более высокие значения $\delta^{18}\text{O}$, чем ПЖЛ). Использование изотопных параметров подземных льдов, таким образом, должно опираться на детальный отбор всех видов льдов, вскрытых в обнажении или расчистке для того, чтобы по вариациям $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ убедиться в ненарушенности первичного изотопного состава льда. Изотопные исследования подземных льдов, особенно залегающих в парагенетических сочетаниях, являются надежным инструментом разграничения этих типов льдов и последующего использования ПЖЛ для палео-температурных реконструкций.

ВЫВОДЫ

В обнажении подземного повторно-жильного льда в полигональном торфянике близ г. Лабытнанги описано парагенетическое сочетание разных типов льда. В строении разреза принимают участие: повторно-жильный лёд, элементарные жилки, термокарстово-пещерный и сегрегационный шлировый лёд. Повторно-жильный имеет изотопные характеристики льда, соответствующие позднему голоцену, — величины $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ жильного льда, не затронутого процессами термокарста и вторичного образования льда, варьируют от -17.4 до -19.3‰ и от -126.9 до -143‰ соответственно. Эти значения указывают на близость температур воздуха холодного периода времени формирования жил современным климатическим условиям. Гетерогенные льды в составе жил в обнажении маркируют процессы локального термокарста и последующей стабилизации ПЖЛ. Вероятно, эпизод значительного протаивания жил был связан с подтоплением этой части торфяника ближайшим озером. Последующее промерзание обводненных вмещающих жилы отложений с большим количеством свободной озерной воды привело к формированию сложной картины сочетания разных типов льдов в одном разрезе, включая полное замещение элементарной жилки термокарстово-пещерным льдом. Таким образом, клиновидные ростки в кровле жилы могут быть как элементарными жилками (в пределах данного полигонального торфяника), так и вторичным льдом, что важно учитывать при использовании ПЖЛ в палеоклиматических реконструкциях. Для уверенного использования такого инструмента как изотопный состав кислорода льда необходимо

детальное опробование всех типов льдов и установление степени сохранности первичного изотопного сигнала.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 25-27-00233.

Acknowledgements. The work was carried out with the support of the Russian Science Foundation, project No. 25-27-00233.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Буданцева Н.А., Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Изоскейпы и палеоизотермы среднеянварской температуры воздуха в голоцене на севере Западной Сибири (по данным изотопно-кислородного состава повторно-жильных льдов) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр. 2024. Т. 79. № 3. С. 78–88.
- Васильчук Ю.К. Южный предел ареала повторно-жильных льдов в Евразии // Криосфера Земли. 2004. Т. 8. № 3. С. 34–51.
- Васильчук Ю.К., Папеш В., Ранк Д., Сулержицкий Л.Д., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н. Первые для севера Европы 14C -датированные изотопно-кислородная и дейтериевая диаграммы из повторно-жильного льда близ города Воркуты // ДАН. 2005. Т. 400. № 5. С. 684–689.
- Васильчук Ю.К. Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. 404 с.
- Втюрин Б.И. Подземные льды СССР. М.: Наука, 1975. 215 с.
- Геокриология СССР. Западная Сибирь / В.Т. Трофимов, Ю.К. Васильчук, В.В. Баулин и др.; под ред. Э.Д. Ершова. М.: Недра, 1989. 453 с.
- Данилова Н.С. Жильные льды и бугристые торфяники района г. Салехарда // Очерки региональной и исторической криологии. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 75–80. (Тр. Ин-та мерзлотоведения, т. XVIII).
- Дубиков Г.И. Повторно-жильные льды в Западной Сибири // Известия АН СССР. Сер. географ. 1966. № 5. С. 73–80.
- Конищев В.Н. Природа циклического строения ледового комплекса Восточной Сибири // Криосфера Земли. 2013. Т. 17. № 1. С. 3–16.
- Облогов Г.Е. Эволюция криолитозоны побережья и шельфа Карского моря в позднем неоплейстоцене — голоцене / Дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.мин. наук. Тюмень: Ин-т криосферы Земли СО РАН, 2016. 197 с.
- Попов А.И. Происхождение и развитие мощного ископаемого льда // Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры. Вып. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 5–24.

- Розенбаум Г.Э., Архангелов А.А., Коняхин М.А. Термокарстово-пещерные льды Яно-Индигирской низменности // Проблемы криолитологии. 1978. Вып. 7. С. 74–92.
- Слагода Е.А., Опокина О.Л., Рогов В.В., Курчатова А.Н. Строение и генезис подземных льдов в верхне-неоплейстоцен-голоценовых отложениях мыса Марре-Сале (Западный Ямал) // Криосфера Земли. 2012. Т. 16. № 2. С. 9–22.
- Соломатин В.И. Физика и география подземного оледенения / Отв. ред. В.П. Мельников. Новосибирск: Академическое изд-во “ГЕО”, 2013. 346 с.
- Соромотина О.В. Климат. Атлас Ямало-Ненецкого Автономного округа / Под ред. С.И. Ларина. Омск: ФГУБ “Омская картографическая фабрика”, 2004. С. 105–127.
- Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Токарев И.В. Реконструкция палеоклимата Российской Арктики в позднем неоплейстоцене-голоцене на основе данных по изотопному составу полигонально-жильных льдов // Криосфера Земли. 2015. Т. 19. № 2. С. 98–106.
- Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Матюхин А.Г. Изотопный состав подземных льдов Западного Ямала (Марре-Сале) // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 2. С. 83–92.
- Тихонравова Я.В., Слагода Е.А., Рогов В.В., Галеева Э.И., Курчатова В.В. Текстура и структура подземных льдов позднего голоцена севера Западной Сибири // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 4. С. 553–564.
- Тихонравова Я.В., Слагода Е.А., Рогов В.В., Бутаков В.И., Лупачёв А.В., Кузнецова А.О., Симонова Г.В. Гетерогенное строение полигонально-жильных льдов в торфяниках Пур-Тазовского междуречья // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 2. С. 225–238.
- Шумский П.А. Основы структурного лесоведения. Петрография пресного льда как метод гляциологического исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.
- Чижова Ю.Н., Бабкин Е.М., Хомутов А.В. Изотопный состав кислорода и водорода повторно-жильных льдов Центрального Ямала // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 1. С. 139–148.
- Jorgenson M.T., Shur Y.L., Pullman E.R. Abrupt increase in permafrost degradation in Arctic Alaska // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 25. № 2. L02503.
- Kanevskiy M., Shur Y., Jorgenson T., Brown D.R., Moskalenko N., Brown J., Walker D.A., Raynolds M.K., Buchhorn M. Degradation and stabilization of ice wedges: Implications for assessing risk of thermokarst in northern Alaska // Geomorphology. 2017. V. 297. P. 20–42.
- Liljedahl A.K., Boike J., Daanen R.P., Fedorov A.N., Frost G.V., Grosse G., Hinzman L.D., Iijima Y., Jorgenson J.C., Matveyeva N., Necsoiu M., Raynolds M.K., Romanovsky V.E., Schulla J., Tape K.D., Walker D.A., Wilson C.J., Yabuki H., Zona D. Pan Arctic ice-wedge degradation in warming permafrost and its influence on tundra hydrology // Nat. Geosci. 2016. V. 9. P. 312–318.
- Opel T., Meyer H., Wetterich S., Laepple T., Murton Ju. Ice wedges as archives of winter paleoclimate: A review // Permafrost and Periglacial Processes. 2018. V. 29. P. 199–209.
- Raynolds M.K., Walker D.A., Ambrosius K.J., Brown J., Everett K.R., Kanevskiy M., Kofinas G.P., Romanovsky V.E., Shur Y., Webber P.J. Cumulative geoeological effects of 62 years of infrastructure and climate change in ice-rich permafrost land scapes, Prudhoe Bay Oilfield, Alaska // Glob. Chang. Biol. 2014. V. 20. № 4. P. 1211–1224.
- Shur Y.L., Jorgenson M.T. Patterns of permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems // Permafrost and Periglacial Processes. 2007. V. 18. P. 7–19.
- Shur Y., Kanevskiy M., Jorgenson T., Dillon M., Stephani E., Bray M. Permafrost degradation and thaw settlement under lakes in yedoma environment // Proceedings of the Tenth International Conference on Permafrost (Salekhard, Russia, June 25–29, 2012). Vol. 1. International Contributions / Ed. K.M. Hinkel. Salekhard: The Northern Publisher, 2012. P. 383–388.
- Vasil'chuk Yu., Vasil'chuk A., Budantseva N.A. Holocene January paleotemperature of northwestern Siberia reconstructed based on stable isotope ratio of ice wedges // Permafrost and Periglacial Processes. 2023. V. 34. P. 142–165.
- 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.
- Vasil'chuk Yu.K., Jungner H., Vasil'chuk A.C. ^{14}C dating of peat and $\delta^{18}\text{O}$ – δD in ground ice from Northwest Siberia // Radiocarbon. 2001. V. 43. № 2B. P. 527–540.
- Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Budantseva N.A., Vasil'chuk J.Yu., Ginzburg A.P. Synchronous isotopic curves in Ice Wedges of the Batagay Yedoma: Precision Matching and Similarity Scoring // Permafrost and Periglacial Processes. 2024. V. 35. № 3. P. 478–492.

Citation: Chizhova Yu.N., Kuzyakin L.P., Vasil'chuk Yu.K., Rogova Z.M., Dunaev A.V. Isotopic signature ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) of ice wedges at southern limit of their distribution near the city of Labytnangi (Yamal Peninsula). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (3): 518–532. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376525030126

Isotopic Signature ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) of Ice Wedges at Southern Limit of their Distribution near the City of Labytnangi (Yamal Peninsula)

© 2025 Yu. N. Chizhova^{a, #}, L. P. Kuzyakin^b, Yu. K. Vasil'chuk^b, Z. M. Rogova^b, A. V. Dunaev^b

^aInstitute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^bLomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

[#]e-mail: eacentr@yandex.ru

Received March 12, 2025; Revised April 21, 2025; Accepted June 26, 2025

In 2024, a polygonal peatland with ice wedges was studied near the city of Labytnangi (Yamalo-Nenets Autonomous Okrug, Russia). Ice wedges were uncovered in the wall of a thermoerosional gully cut into the polygonal peatland and opening into a thermokarst lake. The values of $\delta^{18}\text{O}$ (from -14.4 to -19.35‰) and $\delta^2\text{H}$ (from -103.7 to -143‰) of the ice were partially altered by secondary processes associated with flooding and subsequent freezing of free water. This led to the formation of thermokarst-cavity ice overlying the ice wedges, with $\delta^{18}\text{O}$ values ranging from -11.5 to -15.5‰ . The central parts of the ice wedges were not affected by secondary processes, and their isotopic characteristics indicated the Holocene or modern age of the ice wedges. In the studied polygonal peat bog, the elementary vein had the values of $\delta^{18}\text{O} = -17.6\text{‰}$ and $\delta^2\text{H} = -126.7\text{‰}$, while the vein penetrating one of the studied wedges was composed of thermokarst-cavity ice with values of $\delta^{18}\text{O} = -12.7\text{‰}$ and $\delta^2\text{H} = -93.3\text{‰}$. Thus, the wedge-shaped sprouts above the wedge can be both elementary veins (within the given polygonal peat bog) or secondary thermokarst-cavity ice (directly penetrating the described ice wedge), which is important for the use of ice wedges in paleo-climatic reconstructions. The relationship of $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ values of thermokarst-cavity ice indicates open system conditions, when secondary ice was formed by gradual freezing of sediments connected to a large water reservoir, which may be a nearby thermokarst lake. Probably, the episode of significant thawing of ice wedges was associated with flooding of this part of the peat bog by a nearby lake. Isotope studies of underground ice are a reliable tool for establishing the paragenesis of different types of ice exposed in one outcrop.

Keywords: isotope composition, ground ice, ice wedges, thermokarst, paragenesis

REFERENCES

- Budantseva N.A., Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C. Isoscapes and paleoisotherms of the Holocene mean January air temperature on the northwestern Siberia (based on stable oxygen isotope composition of ice wedges). *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5, Geografia*. Moscow University Bulletin. Series 5, Geography. 2024, 79 (3): 78–88 [In Russian].
- Vasil'chuk Yu.K. The southern limit of the area of ice wedge in Eurasia. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2004, 8 (3): 34–51 [In Russian].
- Vasil'chuk Yu.K., Papesh V., Rank D., Sulerzhitsky L.D., Vasil'chuk A.K., Budantseva N.A., Chizhova Yu.N. The first ^{14}C -dated oxygen and deuterium isotope diagrams from ice wedges near the city of Vorkuta for the north of Europe. *Doklady akademii nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2005, 400 (5): 684–689 [In Russian].
- Vasil'chuk Yu.K. Ice Wedge: Heterocyclity, Heterogeneity, Heterochroneity. Moscow: Moscow University Press, 2006: 404 p. [In Russian].
- Vityurin B.I. *Podzemnyye l'dy SSSR*. Underground ice of the USSR. Moscow: Nauka, 1975: 215 p. [In Russian].
- Geokriologiya SSSR. *Zapadnaya Sibir'*. Geocryology of the USSR. Western Siberia. Moscow: Nedra, 1989: 453 p [In Russian].
- Danilova N.S. *Zhil'nye l'dy i bugristye torfyaniki rajona g. Salekharda*. Vein ice and bumpy peat bogs of the Salekhard area. In: Essays on regional and historical cryology. Moscow: Publishing house of the Academy of Sciences of the USSR, 1962: 75–80 [In Russian].
- Dubikov G.I. Re-vein ice in Western Siberia. *Izvestiya Ros. Akad. Nauk. Seriya geograficheskaya*. Proc. of RAS. Geographical series. 1966 (5): 73–80 [In Russian].

- Konishchev V.N. Nature of the cyclic structure of the ice complex of Eastern Siberia. *Kriosfera Zemli. Earth's cryosphere*. 2013, 17 (1): 3–16 [In Russian].
- Oblogov G.E. Evolution of the cryolithozone of the coast and shelf of the Kara Sea in the late Neopleistocene-Holocene. PhD thesis. Tyumen: Institute of Earth Cryosphere SB RAS, 2016: 197 p. [In Russian].
- Popov A.I. Origin and development of powerful fossil ice. *Materialy k osnovam ucheniya o merzlyh zonah zemnoj kory*. Materials on the fundamentals of the doctrine of the frozen zones of the Earth's crust. Issue 2. Moscow: Publishing House of the USSR Academy of Sciences, 1955: 5–24 [In Russian].
- Rosenbaum G.E., Arkhangelov A.A., Konyakhin M.A. Thermokarst-cave ice of the Yana-Indigirka lowland. *Problemy kriolitologii*. Problems of cryolithology. 1978, 7: 74–92 [In Russian].
- Slagoda E.A., Opokina O.L., Rogov V.V., Kurchatova A.N. Structure and genesis of underground ice in the Upper Neopleistocene-Holocene deposits of Cape Marre-Sale (Western Yamal). *Kriosfera Zemli. Earth's cryosphere*. 2012, 16 (2): 9–22 [In Russian].
- Solomatin V.I. *Fizika i geografiya podzemnogo oledeneniya*. Physics and geography of underground glaciation. Novosibirsk: Academic Publishing House "GEO", 2013: 346 p. [In Russian].
- Soromotina O.V. *Klimat. Atlas Yamalo-Nenetskogo Avtonomnogo okruga*. Climate. Atlas of the Yamalo-Nenets Autonomous Okrug. Omsk: Federal State Budgetary Institution "Omsk Cartographic Factory", 2004: 105–127 [In Russian].
- Streletskaya I.D., Vasiliev A.A., Oblogov G.E., Tokarev I.V. Reconstruction of the paleoclimate of the Russian Arctic in the late Neopleistocene-Holocene based on data on the isotopic composition of polygonal-wedge ice. *Kriosfera Zemli. Earth's cryosphere*. 2015, 19 (2): 98–106 [In Russian].
- Streletskaya I.D., Vasiliev A.A., Oblogov G.E., Matyukhin A.G. Isotopic composition of underground ice of Western Yamal (Marre-Sale). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2013, 53 (2): 83–92 [In Russian].
- Tikhonravova Ya.V., Slagoda E.A., Rogov V.V., Galeeva E.I., Kurchatov V.V. Texture and structure of late Holocene ground ice in the north of Western Siberia. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2017, 57 (4): 553–564 [In Russian].
- Tikhonravova Ya.V., Slagoda E.A., Rogov V.V., Butakov V.I., Lupachev A.V., Kuznetsova A.O., Simonova G.V. Heterogeneous ices in ice wedges structure on the Pur-Taz interfluvial peatlands of the north of West Siberia. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020, 60 (2): 225–238 [In Russian].
- Shumsky P.A. *Osnovy strukturnogo ledovedeniya. Petrografiya presnogo l'da kak metod glyatsiologicheskogo issledovaniya*. Fundamentals of structural ice science. Petrography of fresh ice as a method of glaciological research. Moscow: Publishing house of the USSR Academy of Sciences, 1955: 492 p. [In Russian].
- Chizhova Yu.N., Babkin E.M., Khomutov A.V. Isotopic composition of oxygen and hydrogen in ice wedges of Central Yamal. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021, 61 (1): 139–148 [In Russian].
- Jorgenson M.T., Shur Y.L., Pullman E.R. Abrupt increase in permafrost degradation in Arctic Alaska. *Geophys. Res. Lett.* 2006, 25 (2): L02503.
- Kanevskiy M., Shur Y., Jorgenson T., Brown D.R., Moskalenko N., Brown J., Walker D.A., Reynolds M.K., Buchhorn M. Degradation and stabilization of ice wedges: Implications for assessing risk of thermokarst in northern Alaska. *Geomorphology*. 2017, 297: 20–42.
- Liljedahl A.K., Boike J., Daanen R.P., Fedorov A.N., Frost G.V., Grosse G., Hinzman L.D., Iijima Y., Jorgenson J.C., Matveyeva N., Necsoiu M., Reynolds M.K., Romanovsky V.E., Schulla J., Tape K.D., Walker D.A., Wilson C.J., Yabuki H., Zona D. Pan Arctic ice-wedge degradation in warming permafrost and its influence on tundra hydrology. *Nat. Geosci.* 2016, 9: 312–318.
- Opel T., Meyer H., Wetterich S., Laepple T., Murton Ju. Ice wedges as archives of winter paleoclimate: A review. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2018, 29: 199–209.
- Reynolds M.K., Walker D.A., Ambrosius K.J., Brown J., Everett K.R., Kanevskiy M., Kofinas G.P., Romanovsky V.E., Shur Y., Webber P.J. Cumulative geoecological effects of 62 years of infrastructure and climate change in ice-rich permafrost land scapes, Prudhoe Bay Oilfield, Alaska. *Glob. Chang. Biol.* 2014, 20 (4): 1211–1224.
- Shur Y.L., Jorgenson M.T. Patterns of permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2007, 18: 7–19.
- Shur Y., Kanevskiy M., Jorgenson T., Dillon M., Stephani E., Bray M. Permafrost degradation and thaw settlement under lakes in yedoma environment. In: *Proceedings of the Tenth International Conference on Permafrost* (Salekhard, Russia, June 25–29, 2012). Vol. 1. International Contributions. Ed. K.M. Hinkel. Salekhard: The Northern Publisher, 2012: 383–388.
- Vasil'chuk Yu., Vasil'chuk A., Budantseva N.A. Holocene January paleotemperature of northwestern Siberia reconstructed based on stable isotope ratio of ice wedges. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2023, 34: 142–165.
- 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.
- Vasil'chuk Yu.K., Jungner H., Vasil'chuk A.C. ^{14}C dating of peat and $\delta^{18}\text{O}$ – δD in ground ice from Northwest Siberia. *Radiocarbon*. 2001, 43 (2B): 527–540.
- Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Budantseva N.A., Vasil'chuk J.Yu., Ginzburg A.P. Synchronous isotopic curves in Ice Wedges of the Batagay Yedoma: Precision Matching and Similarity Scoring. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2024, 35 (3): 478–492.