

КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ОБРАЗОВАНИЯ

УДК 551.345

ГОЛОЦЕНОВЫЕ МНОГОЯРУСНЫЕ ПЛАСТОВЫЕ ЛЬДЫ
В УСТЬЕ РЕКИ САБЕТТАЯХА, ПОЛУОСТРОВ ЯМАЛ

Ю.К. Васильчук, Н.А. Буданцева, А.К. Васильчук, Е.Е. Подборный*,
А.Н. Суллина*, Ю.Н. Чиждова

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический и геологический ф-ты,
119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; vasilch_geo@mail.ru*

**Центр гидроэкологических исследований,
199406, Санкт-Петербург, ул. Наличная, 16А, Россия; epodbornyy@yandex.ru*

Впервые детально изучены уникальные голоценовые пластовые льды на побережье Обской губы. В этом районе многолетнемерзлые породы представлены сингенетически промерзшими лагунно-морскими отложениями. Пластовые ледяные залежи мощностью до 5.7 м залегают в голоценовых отложениях современной лагунно-морской высокой лайды и первой террасы. На основе анализа изотопного и палинологического состава пластовых льдов показано, что пластовые ледяные залежи здесь преимущественно автохтонного сегрегационного типа, они формировались в голоцене сингенетически в процессе промерзания накапливающихся водонасыщенных грунтов при интенсивном криогенном фракционировании. Полученные низкие значения δD и $\delta^{18}O$ пластового льда очень редки для голоценовых подземных льдов Ямала.

Пластовые льды, голоцен, гетерогенность, стабильные изотопы, тяжелый кислород, дейтерий, пыльца и споры, полуостров Ямал

HOLOCENE MULTISTAGE MASSIVE ICE, SABETTAYANA RIVER MOUTH,
YAMAL PENINSULA

Yu.K. Vasil'chuk, N.A. Budantseva, A.C. Vasil'chuk, Ye.Ye. Podborny*,
A.N. Sullina*, Ju.N. Chizhova

*Lomonosov Moscow State University, Geography and Geology Departments,
119991, Moscow, Leninskie Gory, 1, Russia; vasilch_geo@mail.ru*

**Hydroecological Research Center, 199406, St. Petersburg, Nalichnaya str., 16A, Russia; epodbornyy@yandex.ru*

For the first time the unique Holocene massive ground ice on the coast of the Gulf of Ob (Ob Bay) has been studied in detail. The syngenetic permafrost in the area is frozen lagoon-marine sediment. Massive ice bodies up to 5.7 m occur in the Holocene deposits of modern lagoon-sea floodplain and the first terrace and they are undoubtedly of the Holocene age. Stable isotope and pollen analysis evidence that the massive ground ice is mostly of autochthonous type and it was formed syngenetically in the Late Holocene during the freezing of water-saturated ground under the intensive cryogenic fractionation. Very low values of δD and $\delta^{18}O$ of the massive ice are unique for Holocene ground ice of Yamal Peninsula.

Massive ice, Holocene, heterogeneity, stable isotope, heavy oxygen, deuterium, pollen and spores, Yamal Peninsula

ВВЕДЕНИЕ

Цель настоящей работы – рассмотреть особенности криолитологического строения пластовых ледяных залежей и уточнить условия их формирования в отложениях низких лагунно-морских террас на северо-востоке Ямала в районе пос. Сабетта (рис. 1). Одной из существенных геокриологических особенностей территории является широкое распространение пластовых льдов в го-

лоценовых отложениях первой лагунно-морской террасы и современной лагунно-морской лайды Обской губы. Встречены пластовые льды и в толще второй террасы.

Пластовые льды заметно усложняют инженерно-геологические условия района и затрудняют проектирование, строительство и эксплуатацию сооружений. В ближайшие годы здесь будет



Рис. 1. Расположение голоценовых пластовых льдов вблизи пос. Сабетта на северо-востоке п-ова Ямал.

Стрелкой указан район исследований.

построен один из самых крупных в мире северных международных аэропортов, а также заканчивается возведение морского порта для обеспечения круглогодичной навигации по Северному морскому пути. Предусмотрено строительство инфраструктуры и объектов жизнеобеспечения. На поверхности высокой лайды и на сниженных останцах первой лагунно-морской террасы предполагается размещение завода по переработке газа.

Криолитологические и палеогеокриологические характеристики голоценовых пластовых льдов играют ключевую роль в решении проблемы генезиса крупнейших залежей пластового льда. Известно, что при оценке генезиса плейстоценовых пластовых ледяных залежей почти всегда в качестве альтернативы рассматривается версия об их возможной погребенно-ледниковой природе [Соломатин, 2013; Белова, 2014]. Для голоценовых ледяных пластов в пределах субарктических низменностей такая альтернатива отсутствует. Не существует ни одного сколько-нибудь значимого свидетельства распространения в голоцене ледниковых покровов на севере Западной Сибири. Следовательно, голоценовые пластовые льды здесь, несомненно, имеют неледниковую природу и могут быть связаны только с процессом внутригрунтового льдовыделения или с погребением маломощных плавучих и припайных льдов. Особен-

ности структуры и текстуры голоценовых пластовых залежей могут стать хорошим аналогом при исследовании генезиса более древних проблемных плейстоценовых ледяных пластов.

Необходимо отметить, что голоценовые пластовые льды – очень редко встречаемое криогенное явление. Но в начале 70-х гг. XX в. сотрудниками Тюменской экспедиции МГУ на пойме в низовьях р. Сабеттаяха пластовые льды мощностью 0.5 м, с вертикальной столбчатой текстурой в толще сильнольдистых песков разбурены на глубине 3–4 м. Было высказано предположение, что это погребенный речной лед [Трофимов, 1980, с. 97].

В других районах Ямала они встречены в пойменных отложениях р. Юрибей [Оленченко, Шейн, 2013], в толще первой террасы близ пос. Харасавэй [Дубиков, 2002], в акватории Байдарацкой губы и Карского моря [Мельников, 1995], в пределах поймы и под руслом р. Сеяха (Мутная) [Васильчук, 2012]. Среди пластовых льдов из других районов криолитозоны отметим внутригрунтовую голоценовую пластовую залежь в арктической Канаде в обнажении на р. Слайдр на побережье фьорда Эурека Саунд [Pollard, Bell, 1998], сегрегационные голоценовые пластовые залежи в толще песчаной косы мыса Русский Заворот на береговом баре Печорской губы [Великоцкий, 2001]. Несколько шире распространены голоценовые линзы в пределах торфяников на разных элементах рельефа, но их рассмотрение выходит за рамки статьи.

МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ ИССЛЕДОВАННЫХ ПЛАСТОВЫХ ЛЬДОВ И ИХ ВОЗРАСТ

Местность на побережье Обской губы в устьевой части р. Сабеттаяха представляет собой террасированную заболоченную и заозеренную тундру, покрытую моховой растительностью. Выделяются два террасовых уровня. Современная лагунно-морская лайда Обской губы сложена аллювиально-морскими отложениями позднего голоцена (рис. 2, а). Первую лагунно-морскую террасу с обширными плоскими хасыреями (с абсолютными отметками рельефа в пределах района исследований от 4 до 6 м) слагает комплекс голоценовых лагунно-морских отложений (см. рис. 2, б). Голоценовый возраст первой террасы на севере Ямала установлен датированием органики в нижней части разреза первой террасы р. Пухучеяха (северо-западное побережье полуострова, по сlobрам В.М. Леонова), погребенная древесина с глубины 7 м датирована 8250 ± 80 лет (ЛУ-1139), с глубины 4.5 м там же 6580 ± 60 лет (ЛУ-1138) [Васильчук и др., 1983]. Проведено датирование подошвы торфяников на I морской террасе на о. Белый с глубины 2.5 м в 8500 ± 120 лет (ЛУ-1151) и на

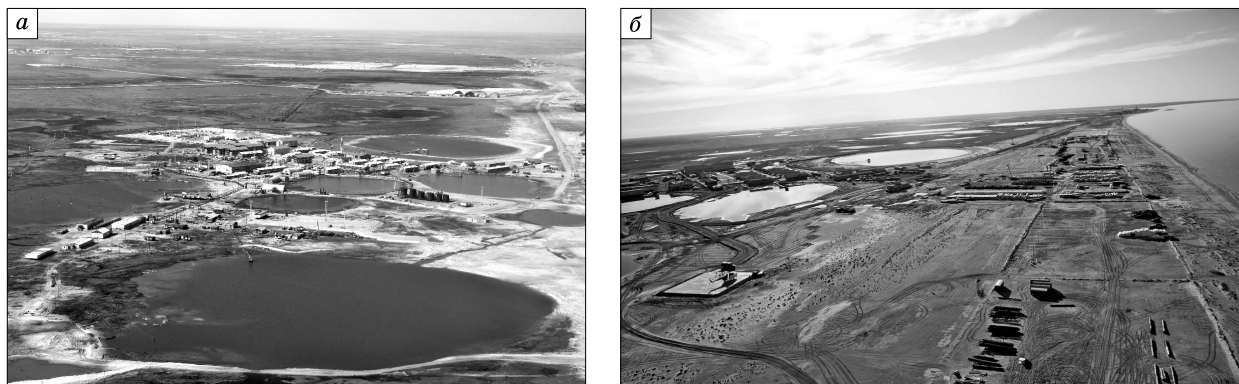


Рис. 2. Первая лагунно-морская терраса (а) и высокая лайда (б) вблизи пос. Сабетта на северо-востоке п-ова Ямал (фото А. Аманова).

I лагунно-морской террасе Обской губы у пос. Яптик-Сале (по сборам А.К. Васильчук, Ю.К. Васильчука) с глубины 5 м в 8960 ± 140 лет (МГУ-816), с глубины 4 м там же 8700 ± 500 лет (МГУ-713). На поверхности лайды и первой террасы широко распространены молодые формы полигонально-валикового рельефа, иногда с заболоченными понижениями над повторно-жильными льдами (ПЖЛ).

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Главная особенность климата этого района – продолжительная морозная зима с устойчивым снежным покровом и короткое холодное лето. Продолжительность периода с положительными среднесуточными температурами воздуха составляет до 109 дней, а с отрицательными – от 256 до 265 дней в году.

Среднесуточная температура воздуха отрицательна в течение восьми месяцев – с октября по май, переход к положительным значениям осуществляется в первой половине июня. Наиболее ранняя дата устойчивого перехода через 0°C вес-

ной отмечена в Тамбее в середине мая, наиболее поздняя – в конце июня.

Среднегодовая температура воздуха составляет -10.2°C . Район характеризуется сплошным развитием низкотемпературных многолетнемерзлых пород (ММП) и их высокой льдистостью. Среднегодовая температура ММП варьирует от -1.7 до -6.5°C .

Ледовый режим в районе порта Сабетта сложный, даже весной и ранним летом здесь фиксируются длинные гряды торосов, крупные стамухи и припайные льды (рис. 3, а). Отмечается загрязненность льдин весной и летом, вертикально-слоистая столбчатость льда некоторых льдин (см. рис. 3, б).

КРИОЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТОЛЩ И ОСОБЕННОСТИ ЗАЛЕГАНИЯ ЛЕДЯНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Верхнюю часть разреза лайды и первой лагунно-морской террасы слагают преимущественно пески (более 50%), нижнюю наиболее часто слагают суглинки (рис. 4). Суглинки занимают немногим более 30% криогенной толщи. Здесь встрече-

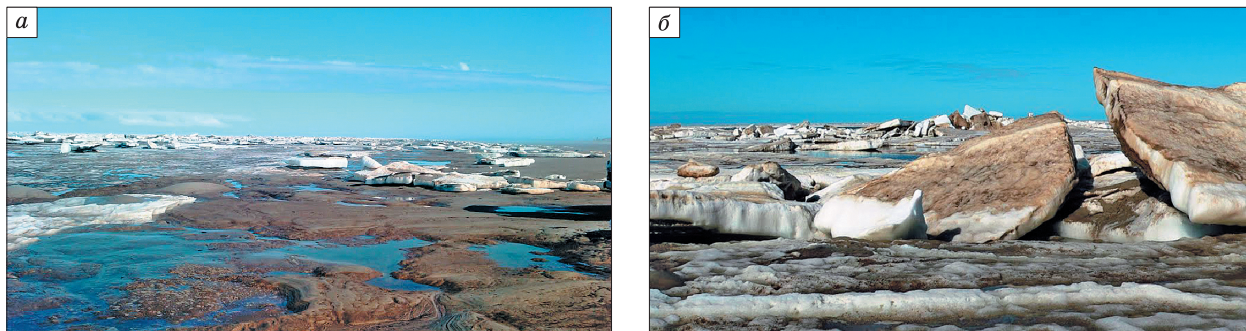


Рис. 3. Остатки припайного льда летом в отлив на осушке (а) и нагромождения льдин (б) на пляже Обской губы в районе пос. Сабетта (фото А. Аманова).

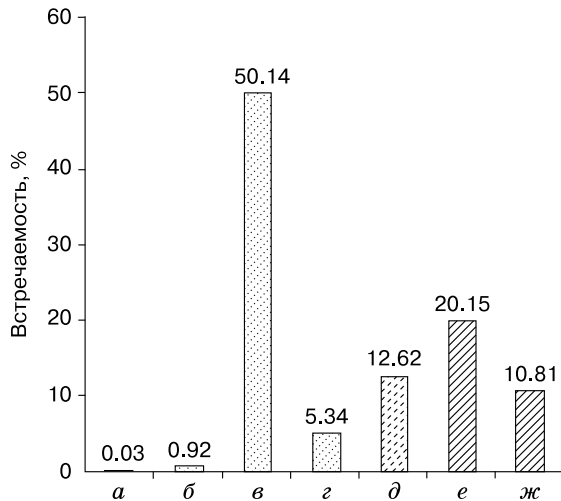


Рис. 4. Встречаемость основных видов грунтов в толще лавды и первой лагунно-морской террасы на северо-востоке п-ова Ямал.

а – песок гравелистый; б – песок средней крупности; в – песок мелкий; г – песок пылеватый; д – супесь; е – суглинок легкий; ж – суглинок тяжелый.

ны различные вариации супесей, которые занимают около 12 % геологического разреза. Особо необходимо отметить распространение ила в верхней части разреза: это водонасыщенный осадок современной губы (или озер на лавде), практически нелитифицированный, содержащий органическое вещество в виде растительных остатков и гумуса. В нижней части разреза встречается глина, преимущественно легкого состава.

Авторами проанализированы разрезы более 1000 скважин глубиной от 10 до 100 м, пробуренных на побережье Обской губы, при этом более чем в 800 скважинах встречены пластовые льды. Основная масса ледяных залежей размещается в голоценовых породах лагунно-морского генезиса (табл. 1). В верхних 10–20 метрах разреза здесь повсеместно встречены пластовые ледяные залежи, весьма редкие для голоценовых толщ. Пластовый лед залегает на разных глубинах, образуя иногда даже двух-четырёхъярусный ледовый комплекс (см. табл. 1, рис. 5).

Залежи подземного льда имеют вид пластов, более или менее однородных по составу, толщи-

ной от первых сантиметров до нескольких метров и протяженностью в горизонтальном направлении иногда на десятки метров. Кровля залежей льда залегает с глубины 0.6 до 21.1 м от поверхности земли. Подошва залежей льда встречена на глубинах от 1.6 до 21.4 м. Мощность льда, вскрытая скважинами, колеблется от 0.2 до 5.7 м при среднем значении 1.15 м. Иногда в одной скважине встречаются два, три и даже четыре прослоя льда (см. рис. 5, б). Лед в пластовых льдах обычно пресный, по составу близок к озерной и атмосферной воде.

Пластовые льды встречены в песчано-глинистых, песчаных и глинистых отложениях и нередко приурочены к контакту этих разностей или к месту их фациального замещения (см. рис. 5, а), но наиболее часто (60 % случаев) пластовые льды залегают в толще песчаных отложений. Перекрывают пластовые льды в 59 % случаев песок, в 25 % – супесь и в 11 % – суглинок, а подстилают в 58 % случаев песок, в 26 % – супесь и в 15 % – суглинок. В 4 % случаев пластовые льды перекрыты торфом, подстилаются они торфом лишь в 0.3 % случаев. Отмечено залегание пластовых льдов в толще донных отложений вблизи дна озер.

Наиболее детально авторами проанализирован лед в трех скважинах (№ 12, 17, 42, табл. 2), вскрывших пластовые льды (рис. 6). В этих скважинах был произведен отбор льда, в нерастаившем состоянии он доставлен в лабораторию, где сразу после его оттаивания выполнены изотопные, гидрохимические и палинологические определения.

В верхней части разреза (скв. 42) встречен лед коричневатый, вертикально- и косовертикально-слоистый, состоящий из чередования слабоизвилистых жилок льда и грунта шириной от 0.2 до 2.0 мм, примесь минерального грунта составляет до 6–8 % (рис. 7, а). Ниже (часто в одних и тех же скважинах) залегает лед белый, горизонтально-неяснослоистый (см. рис. 7, б), прозрачный. В соседних скважинах вскрыты пласты льда коричневого, неслоистого с примесью тонкодисперсного материала (см. рис. 7, в).

Особое наше внимание привлёк залегающий в верхней части разреза некоторых скважин вертикально-слоистый лед, так как его близкое к поверхности залегание вполне могло указывать на повторно-жильную природу. Однако выполнен-

Таблица 1. Средненные характеристики параметров и глубины залегания крупных залежей голоценовых пластовых льдов (ПЛ) вблизи пос. Сабетта

Геоморфологический уровень	Абс. высота, м	Кол-во описаний ПЛ	Толщина ПЛ, м		
			мин.	сред.	макс.
Первая лагунно-морская терраса	5.0–12.0	247	0.1	1.18	5.2
Современная лагунно-морская лавда Обской губы	0–5.0	572	0.2	1.08	5.7

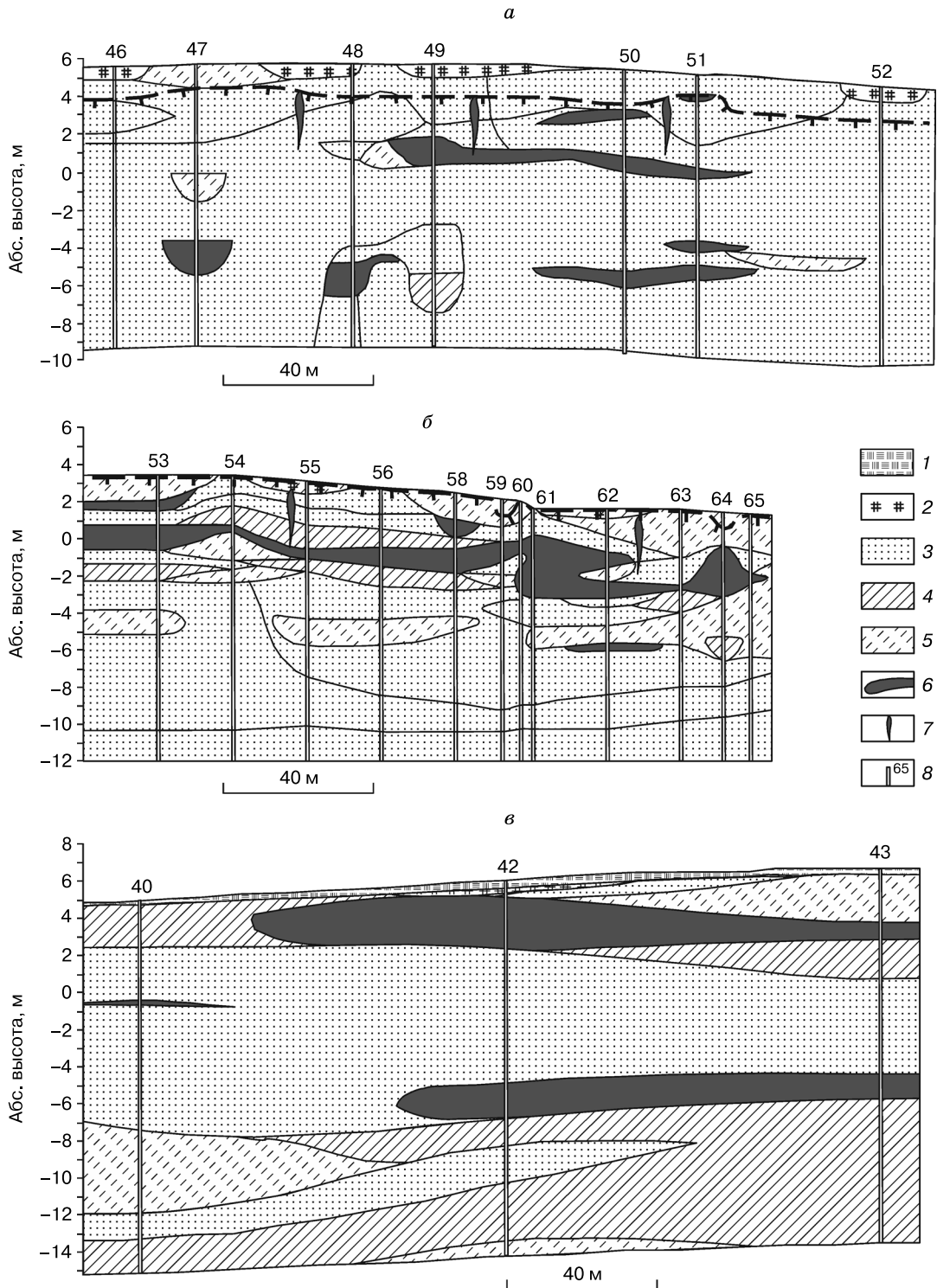


Рис. 5. Скважины в толще многолетнемерзлых отложений с пластовыми льдами на побережье Обской губы в районе пос. Сабетга.

1 – мохово-растительный слой; 2 – торф; 3 – песок; 4 – суглинок; 5 – супесь; 6 – лед пластовый; 7 – лед повторно-жильный; 8 – скважина и ее номер.

Таблица 2. Состав отложений и криогенное строение голоценовых отложений, вскрывших пластовые льды в районе пос. Сабетта на северо-востоке п-ова Ямал

Глубина, м	Состав отложений и криотекстура	Льдистость
<i>Скв. 12, абс. высота устья 4.50 м</i>		
0–4.0	Насыпной грунт: песок мелкий желто-серый, криотекстура массивная	Слабольшедистый
4.0–4.4	Лед коричнево-белый неслоистый	98 %
4.4–5.5	Ил суглинистый черный, незасоленный, криотекстура массивная	Слабольшедистый
5.5–7.0	Лед коричнево-белый неслоистый, монолитный с большим количеством воздушных включений, размеры воздушных пузырьков менее 1 мм, с примесью тонкодисперсного материала, кристаллы льда призматической формы	98 %
7.0–20.0	Песок мелкий, серо-коричневый с примесью органического вещества, слабозасоленный и слабольшедистый, криотекстура массивная, в интервалах 12.0–12.2 и 13.8–14.0 м – прослой суглинка легкого, в интервалах 12.8–13.0 и 18.8–19.0 м – прослой супеси	Слабольшедистый
20.0–29.4	Суглинок легкий темно-серый, средnezасоленный, криотекстура слоистая, с прослойками песка пылеватого до 7 %	Слабольшедистый
<i>Скв. 17, абс. высота устья 1.56 м</i>		
0–0.8	Суглинок серый с примесью органики до 10 %	–
0.8–2.0	Супесь серая, пластичная с включениями органического вещества	Слабольшедистая
2.0–5.5	Песок мелкий с прослоями пылеватого, коричнево-серый, криотекстура микрошлировая и линзовидная	Льдистый
5.5–6.9	Суглинок легкий коричнево-серый, криотекстура массивная. В интервале 6.8–6.9 м – торф слабоазложившийся	Слабольшедистый
6.9–9.2	Лед белый горизонтально-слоистый, прозрачный с примесью супеси до 1–2 %. Кристаллы льда крупные, неправильной формы. Включения воздушных пузырьков размером 0.5–1.0 мм	100 %
9.2–17.5	Песок мелкий бежево-коричневый, слабозасоленный, криотекстура массивная. В интервале 9.2–9.3 м – суглинок серо-черный льдистый, слоистой криотекстуры	Слабольшедистый
17.5–25.0	Суглинок тяжелый темно-серый и черный, сильнозасоленный, криотекстура слоистая. В кровле (17.5–17.6 м) включения гравия и гальки до 5–10 %, прослой глины легкой. С 19.5 м криотекстура массивная с единичными линзами льда. Прослой супеси серой до 10–15 %	Слабольшедистый
<i>Скв. 42, абс. высота устья 5.72 м</i>		
0–0.1	Мохово-растительный слой с корнями	–
0.1–0.3	Торф коричнево-белый сильноазложившийся, криотекстура тонкошлировая частослоистая	Льдистый
0.3–0.6	Песок мелкий серый, слабозасоленный с примесью органического вещества, криотекстура массивная	Слабольшедистый
0.6–3.4	Ледогрунт и лед коричнево-белый, вертикально- и косовертикально-слоистый, состоящий из чередования жилок льда и грунта шириной от 0.2 до 2 мм, часто слабоизвилистых, примесь минерального грунта до 6–8 %	90 %
3.4–10.6	Песок мелкий коричнево-белый, слабозасоленный с примесью органического вещества, криотекстура массивная. В интервале 7.7–8.0 м – прослой супеси	Слабольшедистый
10.6–12.5	Лед белый с примесью минерального грунта до 1–2 %	98 %
12.5–13.9	Суглинок тяжелый, незасоленный с примесью органического вещества, криотекстура слоистая среднешлировая	Льдистый
13.9–16.0	Песок мелкий коричнево-белый, незасоленный, криотекстура массивная	Слабольшедистый
16.0–19.1	Суглинок легкий темно-серый, незасоленный, криотекстура тонкошлировая среднеслоистая, гнезда, линзы пылеватого песка до 10–15 %	Слабольшедистый
19.1–20.0	Супесь коричнево-серая, незасоленная, криотекстура массивная	Слабольшедистая

ный проф. В.В. Роговым структурный анализ (рис. 8) позволил с большой долей уверенности утверждать, что коричневый вертикально-слоистый лед не является ПЖЛ. Помимо вертикально-слоистого коричневого льда в верхней части разреза встречен такой же коричневый лед, не слоистый, что может говорить о едином источнике воды в них, но разных условиях замерзания.

ИЗОТОПНЫЙ, ГЕОХИМИЧЕСКИЙ И ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПЛАСТОВЫХ ЛЬДОВ

Изотопный состав. В пластовых льдах разных типов (коричневый неслоистый; белый горизонтально-слоистый; коричневый вертикально-слоистый) выполнен анализ содержания дейтерия и тяжелого кислорода.

Определения осуществлялись в изотопной лаборатории географического факультета МГУ на масс-спектрометре Delta-V со стандартной опцией газ-бенч. Для измерений использовали международный стандарт среднеокеанической воды V-SMOW (значения $\delta^{18}\text{O} = 0 \text{ ‰}$, $\delta\text{D} = 0 \text{ ‰}$), международный стандарт GISP ($\delta^{18}\text{O} = -24.76 \text{ ‰}$, $\delta\text{D} = -189.5 \text{ ‰}$), лабораторные стандарты МАГАТЭ (IAEA-12: $\delta^{18}\text{O} = -12.10 \text{ ‰}$, $\delta\text{D} = -85.9 \text{ ‰}$; IAEA-13: $\delta^{18}\text{O} = -33.35 \text{ ‰}$, $\delta\text{D} = -257.2 \text{ ‰}$), SLAP ($\delta^{18}\text{O} = -55.5 \text{ ‰}$, $\delta\text{D} = -427.5 \text{ ‰}$), собственный лабораторный стандарт МГУ – снег ледника Гарабаши ($\delta^{18}\text{O} = -15.60 \text{ ‰}$, $\delta\text{D} = -110.0 \text{ ‰}$). Точность определений $\delta^{18}\text{O}$ составила 0.1 ‰ , а δD равна 0.6 ‰ .

В коричневом неслоистом льду из скв. 12 значения δD варьируют от -147.62 до -155.57 ‰ , значения $\delta^{18}\text{O}$ – от -19.11 до -20.55 ‰ , в белом горизонтально-слоистом льду из скв. 17 значения δD варьируют от -107.1 до -119.8 ‰ , значения $\delta^{18}\text{O}$ – от -15.73 до -16.06 ‰ , а в коричневом вертикально-слоистом льду с примесью минерального грунта из скв. 42 отмечены экстремально низкие значения δD – от -194.5 до -199.7 ‰ , а значения $\delta^{18}\text{O}$ – от -25.33 до -26.48 ‰ (табл. 3).

Необычно высокая дифференциация изотопного состава, скорее всего, является следствием криогенного фракционирования в промерзающей толще, что указывает на преимущественно внутригрунтовую сегрегационную или инфильтрационно-сегрегационную природу ледяных пластов. Возможно также участие в сложении льдов разных типов вод, например, для вертикально-слоистого льда – экстремально низких зимних осадков, для белого и коричневого льда – озерных вод.

Гидрохимический состав. Методом ионной хроматографии выполнен химический анализ пластовых льдов трех типов, сразу после оттаивания (табл. 4). Одновременно в той же серии определений сделан гидрохимический анализ свежее-

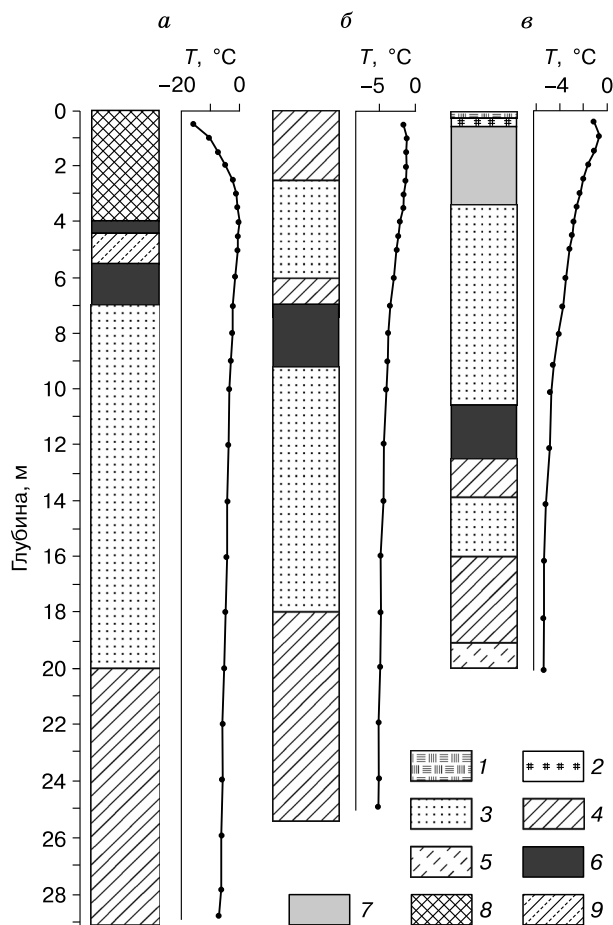


Рис. 6. Разрез многолетнемерзлых отложений первой лагунно-морской террасы и ляды с пластовыми льдами вблизи пос. Сабетта.

а – скв. 12, б – скв. 17, в – скв. 42; 1 – мохово-растительный слой; 2 – торф; 3 – песок; 4 – суглинок; 5 – супесь; 6 – лед пластовый белый, горизонтально-слоистый; 7 – лед пластовый коричневый, вертикально-слоистый; 8 – насыпной грунт; 9 – ил черный.

отобранных образцов снега, льда и морской воды для прямого сравнения.

К первому типу относится коричневый вертикально-слоистый лед, ультрапресный ($<200 \text{ мг/л}$); его минерализация составляет 40.64 мг/л , хлоридно-сульфатно-магниевого состава, по щелочно-кислотному показателю лед слабощелочной (рН 7.9).

Ко второму типу льда отнесен белый лед, ультрапресный, наиболее пресный из всех представленных; его минерализация составляет 10.92 – 13.52 мг/л , хлоридно-магниевого и хлоридно-кальциевого состава, рН 8.00–8.01.

Коричневый неслоистый лед третьего типа, ультрапресный и пресный, минерализация составляет 81.9 – 229.28 мг/л , хлоридно-натриевого со-

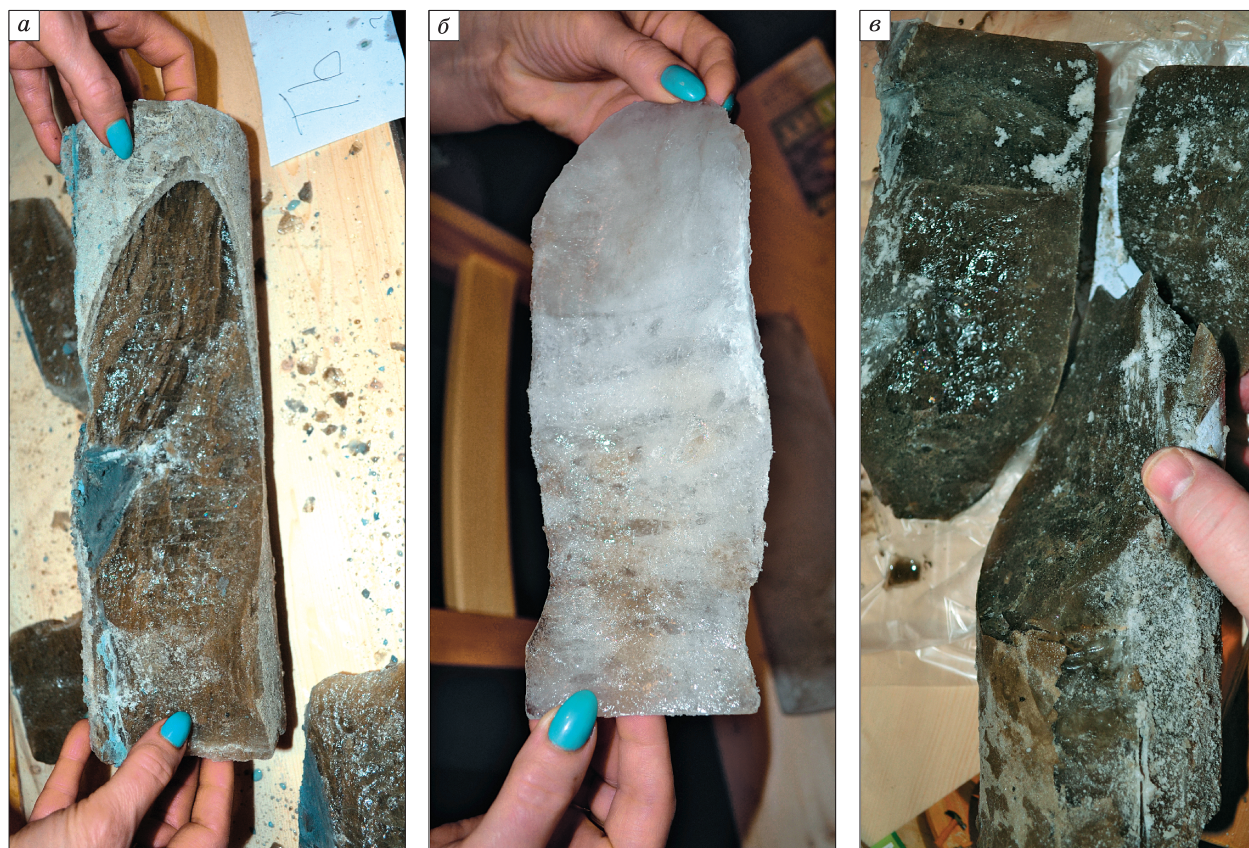


Рис. 7. Типы голоценовых пластовых льдов на побережье Обской губы в районе пос. Сабетта (фото Ю.К. Васильчука).

а – лед пластовый коричневый, вертикально-слоистый, скв. 42; *б* – лед пластовый белый, горизонтально-слоистый, скв. 17; *в* – лед пластовый коричневый, неслоистый, скв. 12.

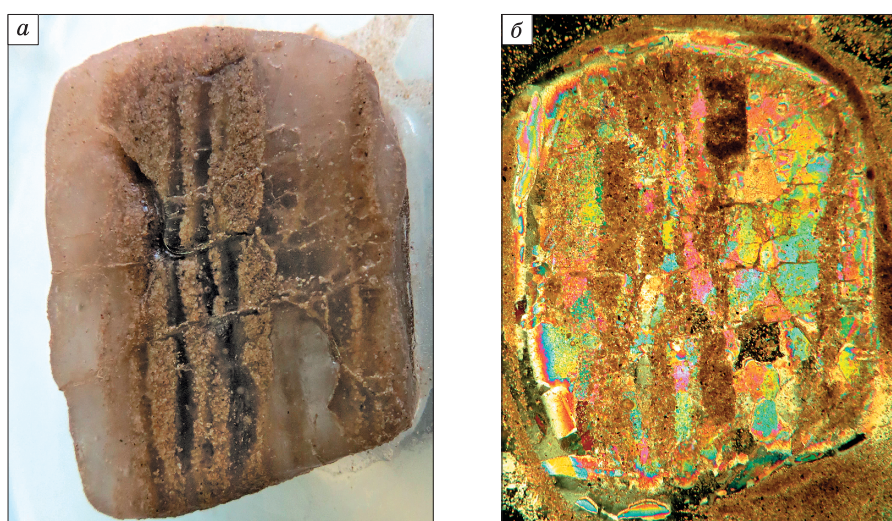


Рис. 8. Строение голоценового коричневого, вертикально-слоистого пластового льда из скв. 42 вблизи пос. Сабетта на северо-востоке п-ова Ямал.

а – текстура; *б* – структура в поляризованном свете. Фото В.В. Рогова.

Таблица 3. Вариации δD , $\delta^{18}O$ и d_{exc} в голоценовых пластовых ледяных залежах вблизи пос. Сабетта

Номер	δD	$\delta^{18}O$	d_{exc}	Номер	δD	$\delta^{18}O$	d_{exc}
	‰				‰		
<i>Скв. 12, гл. 6.5–6.8 м, лед коричневый неслоистый</i>				<i>Скв. 42, гл. 1.3–1.6 м, лед коричневый вертикально-слоистый</i>			
12/1	-150.4	-19.98	9.44	42/8	-197.6	-26.07	10.96
12/2	-147.6	-19.11	5.28	42/9	-194.8	-25.92	12.56
12/3	-152.8	-20.21	8.88	42/10	-194.7	-25.76	11.38
12/4	-155.6	-20.19	5.92	42/11	-193.4	-26.04	14.92
12/5	-151.8	-20.55	12.60	42/12	-192.7	-25.33	9.94
12/6	-149.7	-20.22	12.06	42/18	-193.8	-26.24	16.12
12/7	-154.5	-20.18	6.94	42/19	-196.5	-26.12	12.46
<i>Скв. 17, гл. 8.3–8.5 м, лед белый прозрачный</i>				42/20	-198.5	-26.46	13.18
17/13	-107.1	-15.77	19.09	42/21	-197.2	-26.25	12.80
17/14	-110.5	-15.79	15.82	42/22	-198.3	-26.12	10.66
17/15	-114.2	-16.02	13.96	42/23	-197.2	-26.01	10.88
17/16	-113.5	-16.06	14.98	42/24	-194.5	-25.65	10.70
17/17	-114.9	-15.74	11.02	42/25	-194.5	-26.07	14.06
17/32	-115.3	-15.89	11.82	42/26	-196.2	-26.24	13.72
17/33	-112.5	-15.87	14.46	42/27	-199.3	-26.23	10.54
17/34	-119.8	-15.73	6.04	42/28	-198.6	-26.36	12.28
17/35	-118.8	-15.80	7.60	42/29	-199.7	-26.28	10.54
17/36	-113.2	-15.57	11.36	42/30	-197.2	-26.48	14.64
17/37	-112.9	-15.62	12.06	42/31	-199.7	-25.98	8.14

Таблица 4. Гидрохимический состав (ионы, %-экв.), минерализация (М, мг/л) и концентрация растворенных солей (TDS, мксм) голоценовых пластовых ледяных залежей в районе пос. Сабетта, свежерастаявших образцов снега и льда, морской воды (для сравнения)

Место отбора образца, характеристика	pH	М	TDS	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺
Р. Сабеттаяха, скв. 42, гл. 0.6–3.4 м, лед коричневый вертикально-слоистый	7.9	40.64	102.5	29.14	34.53	35.92	0.41	10.96	51.37	29.93	7.74
Р. Сабеттаяха, скв. 17, гл. 6.9–9.2 м, лед белый, обр. 38	8.01	10.92	18.98	33.08	55.67	11.25	0.00	42.95	9.34	35.37	12.34
Там же, скв. 17(60), обр. 39	8.0	13.52	13.5	25.87	55.61	16.92	1.60	7.54	66.05	20.61	5.80
Р. Сабеттаяха, скв. 12, гл. 5.5–7.0 м, лед коричневый неслоистый, обр. 8	7.5	81.9	233	21.85	70.62	7.25	0.28	10.16	38.14	47.80	3.90
Там же, обр. 9 (загрязнен грунтом)	6.7	229.28	661.01	23.09	75.80	1.11	0.00	21.24	20.64	55.96	2.16
Московский снег (обр. 5/1)	6.7	12.2	15.45	55.40	33.64	6.18	4.78	56.19	6.16	32.32	5.33
Свежевыпавший снег (Москва, 03.02.2015)	7.11	55.08	203	25.55	65.43	6.22	2.80	24.14	6.95	53.90	15.01
Лед Байкала	6.81	11.68	25.6	86.30	11.43	2.27	0.00	90.23	0.89	5.70	3.18
Белое море, снег свежий (обр. 010)	6.56	992.4	1944	0.00	88.08	11.92	0.00	7.26	17.98	70.22	4.54
Там же, лед, гл. 0–5 см (обр. 016)	6.69	2750.6	5420	0.00	87.22	12.78	0.00	7.92	16.53	73.81	1.74
Там же, лед, гл. 15–20 см (обр. 011)	6.79	2647.75	5410	0.00	88.24	11.76	0.00	8.13	17.11	72.81	1.95
Там же, лед, гл. 20–27 см (обр. 012)	6.58	2388.7	4200	0.00	87.89	12.11	0.00	7.25	17.44	72.85	2.46
Белое море, вода подо льдом (обр. 001)	7.31	26 599.3	40 000	0.00	86.62	13.38	0.00	3.88	16.39	78.00	1.73

става, нейтральный, слабощелочной (рН 6.7–7.5). Второй образец этого типа льда был загрязнен грунтом, вероятно, поэтому у него повышена минерализация до 229 мг/л.

Концентрация растворенных солей, как и минерализация в коричневом неслоистом льду, оказалась наиболее высокой и составила 233.0–661.01 мкСм/см, тогда как в коричневом вертикально-слоистом льду 102.5 мкСм/см и в белом горизонтально-слоистом льду 13.5–18.98 мкСм/см. Концентрация солей во всех представленных типах невысокая и близка к показателям атмосферных и пресных поверхностных (озерных, речных) вод, например, к московскому снегу (15.45–203 мкСм/см) и льду оз. Байкал (25.6 мкСм/см). Рассматриваемый лед характеризуется намного меньшей минерализацией и кон-

центрацией растворенных солей, чем морской лед Белого моря или даже снег, выпавший на поверхность этого льда (992.4–2750.6 мг/л; 1944–5420 мкСм/см).

По ионному составу коричневый неслоистый лед третьего типа наиболее минерализован, он имеет хлоридно-натриевый состав, что свидетельствует о некотором влиянии на него вод Байдарацкой и Обской губ.

Палинологический состав. В коричневом вертикально-слоистом льду с примесью минерального грунта из скв. 42 доминирует пыльца ольховника, встречены пыльца карликовой березки, осок, верескоцветных и споры зеленых и сфагновых мхов и хвощей, большинство пыльцевых зерен плохой сохранности, часто в оболочке из глинистых частиц, вероятнее всего, попавших в

Таблица 5. Содержание пыльцы и спор (%) в пластовых льдах вблизи пос. Сабетта и сравнение с палиносpekтрами современных и голоценовых криосферных объектов и плейстоценовых ПЛ

Пыльца, споры	Пластовые льды								Криосферные объекты				
	Тамбейский ГКМ				Ямал и Гыдан								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Пыльца деревьев	8.8	–	–	1*	7.1	–	–	7	12.3	12.4	14.3	52	5
Пыльца кустарников	52.6	–	19*	–	37.5	43	36.4	39	1.5	15.1	26.7	4	35
Пыльца трав и кустарничков	11.4	–	–	–	33.9	16	29.9	32	46.0	32.3	53.7	28	37
Споры	27.2	2*	10*	1*	21.4	41	33.7	22	40.2	40.3	5.3	16	23
<i>Picea</i>	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	20	–
<i>Pinus sibirica</i>	–	–	–	–	–	–	–	–	1	5.9	6	20	1
<i>Pinus sylvestris</i>	1.8	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
<i>Alnus</i>	1.8	–	–	–	–	–	–	–	1	–	0.6	–	–
<i>Betula</i>	5.3	–	–	1*	7.1	–	–	7	8.8	6.5	7.7	12	4
<i>Betula sect. Nanae</i>	22.8	–	19*	–	21.4	28	27.3	22	1.5	11.2	12.4	4	27
<i>Alnaster</i>	29.8	–	–	–	16.1	15	6.5	3	–	3.8	3.0	–	3
<i>Salix</i>	–	–	–	–	–	–	2.6	14	–	–	11.3	–	5
Рoaceae	–	–	–	–	–	9	–	11	23.7	13.5	19.6	4	26
Сyperaceae	7.0	–	–	–	25.0	3	–	20	13.3	13.0	24.0	–	6
Ericaceae	4.4	–	–	–	5.4	–	28.6	–	4.5	2.1	6.5	4	3
Varia	–	–	–	–	–	2	–	–	–	3.0	1.8	20	1
Chenopodiaceae	–	–	–	–	3.6	–	1.3	–	1	–	–	–	–
<i>Artemisia</i>	–	–	–	–	–	2	–	1	1	0.5	1.8	–	1
<i>Bryales</i>	8.8	1*	10*	1*	14.3	31	1.3	22	32.7	16.6	1.8	8	10
<i>Sphagnum</i> sp.	12.3	1*	–	–	7.1	8	31.1	–	3.2	–	2.9	8	3
Polypodiaceae	3.5	–	–	–	–	2	1.3	–	1.3	–	–	–	–
<i>Equisetum</i> sp.	2.6	–	–	–	–	–	–	–	–	23.7	–	–	10
<i>Huperzia selago</i>	–	–	–	–	–	–	–	–	0.5	–	0.6	–	–
Переотложенные, %	3	–	–	–	–	24.5	–	–	4.8	–	2.0	–	–
Переотложенные, экз/л	361	6	87	6	168	125	177	306	270	389	364	100	457

Примечание. Номер сверху: 1 – лед коричневый вертикально-слоистый, пос. Сабетта, обр. 42/11; 2 – лед коричневый вертикально-слоистый, пос. Сабетта, обр. 42/12; 3 – лед белый прозрачный, пос. Сабетта, обр. 17/14; 4 – лед белый прозрачный, пос. Сабетта, обр. 17/16; 5 – лед белый прозрачный, пос. Сабетта, обр. 17/17; 6 – пластовый лед, мыс Харасавэй; 7 – пластовый лед в верховьях р. Мордыаха; 8 – пластовый лед, устье р. Гыда; 9 – снежник, пос. Матюй-Сале; 10 – снежник, р. Гыда; 11 – лед на губе у пос. Гыда; 12 – позднеголоценовый ПЖЛ, устье р. Тамбей; 13 – голоценовый ПЖЛ, пос. Матюй-Сале.

* Отмечено количество (не процентное содержание) пыльцевых зерен и спор.

лед из вмещающих отложений (см. табл. 4). Палиноспектры во льду имеют состав, близкий к палиноспектрам голоценовых отложений пойм и лайд Тамбейско-Сабеттаяхинского побережья Ямала [Васильчук А.К., 2005, 2007]. Поэтому время формирования льда можно отнести к голоцену.

Структура палиноспектров в коричневом вертикально-слоистом и белом горизонтально-слоистом прозрачном льдах сходная: доминирует пыльца кустарников – карликовой березки и ольховника (37–52 %). Пыльца и споры и в коричневом, и в белом прозрачном льдах распределены неравномерно, в обоих типах льда в одних образцах концентрация пыльцы и спор превышает 300 экз/л (образцы 1, 5, табл. 5), в других – близка к нулю (образцы 2, 4, табл. 5), концентрация пыльцы и спор в белом прозрачном льду несколько ниже, чем в коричневом. При этом в коричневом вертикально-слоистом льду чаще встречаются пыльцевые зерна *Betula*, *Alnaster*, *Roaseae*, которые заключены в оболочку из глинистых частиц, скорее всего, они попали в лед из вмещающих отложений. Однако в белом прозрачном льду в отдельных слоях отмечаются исключительно пыльцевые зерна в оболочках, в частности единственное пыльцевое зерно *Betula* в глинистой оболочке в образце 4 (см. табл. 5).

В районе пос. Сабетта в обр. 42/11 переотложенные палиноморфы сильно разрушены, встречаются округлые минеральные зерна 10 мкм, а также пыльцевые зерна. В обр. 42/12 встречены обрывки органики, в обр. 17/14 нет признаков органики, в обр. 17/16 вокруг пыльцевого зерна *Betula* глинистые частицы образуют оболочку, в обр. 17/17 отмечены мелкие окатанные зерна кварца (см. табл. 5).

ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ПЛАСТОВЫХ ЛЬДОВ

Среди особенностей строения и состава голоценовых пластовых льдов в устье р. Сабеттаяха в первую очередь следует отметить два момента. Во-первых, наряду с горизонтально-слоистым белым льдом или неслоистым коричневым льдом присутствует коричневый лед с четко выраженной вертикальной слоистостью за счет часто переслаивающихся тонких (менее 1 см) вертикальных слоев коричневого льда и песка. Во-вторых, отмечена значительная контрастность в изотопном составе разных типов исследованного пластового льда, превышающая 10 ‰ по значениям $\delta^{18}\text{O}$ и 90 ‰ по δD . Значения δD варьируют от –107.1 ‰ в белом льду до –199.7 ‰ в коричневом вертикально-слоистом льду, а $\delta^{18}\text{O}$ – от –15.73 до –26.48 ‰ соответственно.

Если бы отмеченные низкие изотопные значения в вертикально-слоистом коричневом льду, залегающем в верхней части разреза, относились к

плейстоценовым льдам, это могло бы вызвать ассоциацию с возможным погребением сильнодеформированного ледникового льда. Хотя ранее было показано [Васильчук и др., 2009, 2011], что такие вертикально-слоистые позднеплейстоценовые залежи часто содержат остатки озерных водорослей и тундровые палиноспектры, и это практически исключает глетчерную природу подобных залежей. Вертикально-слоистые пластовые льды, обнаруженные в лагунно-морских лайдовых отложениях (возраст отложений – голоценовый) в районе устья р. Сабеттаяха, никак не могут быть связаны с воздействием ледника. Очевидно, следует искать иные факторы, обусловившие вертикальную слоистость этого льда. В связи с этим отметим, что вертикальная слоистость в залежеобразующих пластовых льдах не так уж редко встречается. Авторы [Васильчук и др., 2009, 2011, 2012] неоднократно отмечали вертикальную слоистость в позднеплейстоценовых пластовых залежах в районе Бованенково, в долинах рек Еркутаяха и Мордыяха, и, возможно, этот лед морфологически сходен с вертикально-слоистым льдом в верхней части разреза Марре-Сале, который был описан в работе [Слагодина и др., 2012, с. 15, рис. 5, Б].

Дополнительным индикационным признаком генезиса льда могут быть различия в изотопном составе льда пластовых залежей, встреченных в едином разрезе, особенно в тех случаях, когда разница изотопных значений превышает 4–5 ‰ по $\delta^{18}\text{O}$ и 30–40 ‰ по δD . Справедливости ради отметим, что такие ситуации встречаются крайне редко, но разрез голоценовых отложений в устье р. Сабеттаяха как раз и является такой редкостью. Встреченный здесь изотопно-ультралегкий вертикально-слоистый коричневый лед, как уже сказано, изотопически резко контрастирует с залегающим ниже белым льдом: на 10 ‰ по $\delta^{18}\text{O}$ и почти на 90 ‰ по δD (рис. 9, А). Такая изотопная контрастность может навести на мысль о существенно различающейся природе пластовых льдов, но авторами была встречена гораздо большая изотопная контрастность в однородных линзах внутригрунтового льда в устье р. Гыда (см. рис. 9, Б) [Васильчук и др., 2001]. Здесь это значение составило 18 ‰, что связано с уникально проявившимся процессом криогенного фракционирования при сегрегационном льдообразовании при промерзании сильноводонасыщенных аллювиальных отложений, происходившем в условиях закрытой системы без подтока влаги. Можно предположить, что и в голоценовых лагунно-морских отложениях в низовьях р. Сабеттаяха изотопная контрастность пластовых льдов объясняется изотопным фракционированием при внутригрунтовым льдообразовании.

Весьма низкие значения δD и $\delta^{18}\text{O}$, зафиксированные в коричневом вертикально-слоис-

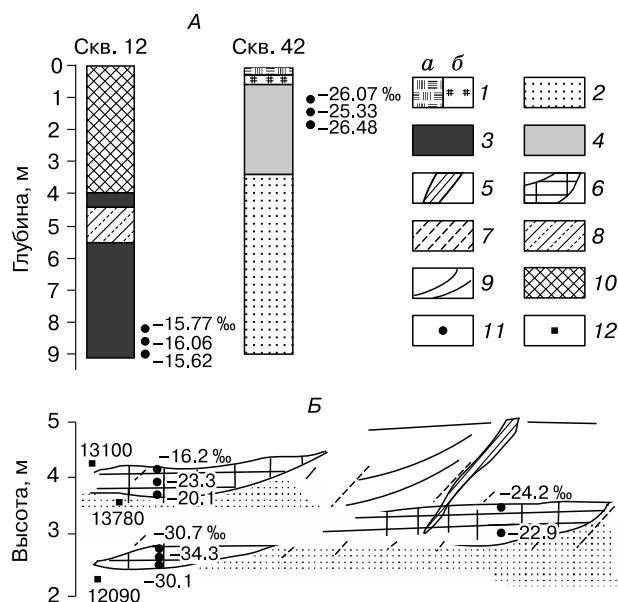


Рис. 9. Контрастное распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ (‰) в пластовых залежах в толще первой лагунно-морской (А) террасы вблизи устья р. Сабеттаяха и первой аллювиальной террасы (Б) в устье р. Гыда:

1 – корни растений, растительный опад (а) и торф (б); 2 – песок; 3 – лед белый горизонтально-слоистый; 4 – лед коричневый вертикально-слоистый; 5 – сингенетические позднеплейстоценовые повторно-жильные льды; 6 – лед пластовый линзовидный; 7 – супесь; 8 – ил черный; 9 – направление слоистости отложений; 10 – насыпной грунт; 11, 12 – точки отбора образцов: 11 – на изотопно-кислородный анализ, 12 – на радиоуглеродный анализ.

том пластовом льду в устье р. Сабеттаяха (δD до -199.7 ‰, $\delta^{18}\text{O}$ до -26.48 ‰), являются уникальным случаем не только для голоценовых подземных льдов Ямала, но и для изотопически более легких позднеплейстоценовых льдов Западной Сибири [Vasil'chuk, 2013; Vasil'chuk, Vasil'chuk, 2014]. Напомним, что в формировавшихся из зимнего снега Сеяхинских ПЖЛ позднеплейстоценового криохрона получены значения $\delta^{18}\text{O}$ не ниже -25 ‰ и δD не ниже -189 ‰ [Vasil'chuk, 1992, 2006]. В позднеплейстоценовых пластовых льдах на Ямале в долине р. Еркутаяха значения δD составляют от -149.6 до -172.7 ‰, значения $\delta^{18}\text{O}$ – от -19.24 до -23.42 ‰ [Vasil'chuk и др., 2011], в ледяных пластах в верховьях р. Мордыяха значения δD изменяются от -164.8 до -172.9 ‰, а значения $\delta^{18}\text{O}$ – от -21.0 до -23.3 ‰ [Vasil'chuk и др., 2012], а в ледяных пластах в пределах Бованенковского ГКМ значения δD составляют от -91.7 до -177.1 ‰, а значения $\delta^{18}\text{O}$ – от -12.49 до -23.13 ‰ [Vasil'chuk и др., 2009; Vasil'chuk et al., 2014]. Такого экстремально низкого содержания

тяжелых изотопов водорода и кислорода не достигают другие ямальские и гыданские позднеплейстоценовые пластовые залежи, изученные в последние годы [Vasil'chuk, 2012, 2014; Белова, 2014]. В районе пос. Харасавэй значения δD не ниже -197.5 ‰, $\delta^{18}\text{O}$ не ниже -26.26 ‰, в долине р. Оюяха δD не ниже -163.6 ‰, $\delta^{18}\text{O}$ не ниже -25.5 ‰. В разрезе Марре-Сале как в пластовых, так и в позднеплейстоценовых ПЖЛ значения δD не ниже -190.6 ‰, $\delta^{18}\text{O}$ не ниже -24.8 ‰ [Романенко, 2001; Слагода и др., 2012; Стрелецкая и др., 2013]. Даже в мощной ледяной пластовой залежи Ледяная Гора на Енисее значения $\delta^{18}\text{O}$ не опускаются ниже -23.5 ‰ [Vaikmae et al., 1993].

Единственный случай, когда на севере Западной Сибири был встречен лед с более низким изотопным составом, – это линзовидные залежи в устье р. Гыда, где величина $\delta^{18}\text{O}$ варьировала в значительном диапазоне – от -16.2 до -34.3 ‰, что явилось результатом криогенного фракционирования при формировании внутригрунтового инфильтрационно-сегрегационного льда [Vasil'chuk, 1992; Vasil'chuk и др., 2001]. Это свидетельствует о том, что низкие изотопные значения, встреченные в коричневом вертикально-слоистом льду из скв. 42, скорее всего, следствие значительного криогенного фракционирования, произошедшего при образовании внутригрунтового льда в голоцене. При этом высока засоленность вмещающих этот пласт песков, наряду с ультрапресным и очень легким изотопным составом льда. Менее вероятным (но не исключаемым) представляется предположение о захоронении ранней весной припайных льдин (из изотопически ультралегкого зимнего снега), подобных приведенной на рис. 3, б. Такое захоронение могло происходить в результате весеннего катастрофического затора и нагона в Обской губе, принесшего большую массу песка.

Исследования изотопного состава морских льдов, выполненные нами в разных районах российской Арктики, показали, что льды часто могут иметь состав, значительно отличающийся от состава морской воды: а) в торсах морского льда у пос. Харасавэй ($71^{\circ}06'$ с.ш., $66^{\circ}45'$ в.д.) на западе Ямала в январе 1984 г. $\delta^{18}\text{O}$ равно -0.6 ‰; б) в плавучем морском льду у пос. Матюй-Сале ($71^{\circ}47'$ с.ш., $76^{\circ}49'$ в.д.) на севере Гыданского п-ова в августе 1983 г. $\delta^{18}\text{O}$ равно -1 ‰; в) в морском льду у острова Айон ($69^{\circ}47'$ с.ш., $168^{\circ}39'$ в.д.) в июле 1986 г. $\delta^{18}\text{O}$ равно -1.9 ‰, а у морской воды здесь же -8.9 ‰ [Vasil'chuk, 2011].

Наличие спор *Equisetum* в вертикально-слоистом льду наряду с заметным присутствием пыльцы *Surgaseae* может свидетельствовать о том, что вода, участвовавшая в формировании льда, имеет озерно-болотное происхождение и, возможно, по-

ступала из подозерного талика. В целом палинологическая характеристика соответствует палиноспектрам арктических тундр, т. е. современным ландшафтам. Присутствие окатанных округлых зерен кварца во фракции 10–60 мкм говорит о переносе их водой. В белом горизонтально-слоистом льду из скв. 17 на фоне очень низкой концентрации пыльцы и спор встречены отлично сохранившиеся пыльцевые зерна карликовой березки.

Важным представляется то, что пыльцевые зерна в коричневом вертикально-слоистом льду имеют плохую сохранность, часто они находятся в оболочке из глинистых частиц, т. е. пыльца и споры внесены в этот лед из вмещающих отложений. Наличие спор хвощей в пластовых льдах указывает на возможный источник воды для ряда пластовых тел – это воды термокарстовых озер и болот. Пыльцевые зерна, найденные в белом горизонтально-слоистом льду, прекрасно сохранились, встречены пыльцевые зерна карликовой березки с вакуолями клеточного сока. Это говорит о том, что зерна попали в лед без переотложения и дальнего переноса, т. е. карликовая березка произрастала поблизости и пыльцевые зерна попали либо сразу в воду (например, неглубокого водоема), которая вскоре замерзла, либо в рано выпавший снег, что позволило сохраниться вакуолям с соком без преобразования.

По структуре и участию отдельных компонентов палиноспектры из горизонтально-слоистого прозрачного льда ближе всего к палиноспектрам из ПЖЛ на п-ове Мамонта, расположенных примерно в 170 км северо-восточнее устья р. Сабеттаяха (см. табл. 5, образец 13). При этом не наблюдается сходства с палиноспектрами из повторно-жильных льдов, залегающих гораздо ближе, в устье р. Тамбей, всего в 30 км от изученных залежей в устье р. Сабеттаяха (см. табл. 5, образец 12). В ПЖЛ, развитых в пойме р. Тамбей, зафиксировано доминирование пыльцы сосны сибирской, ели, березы и разнотравья [Васильчук, 2005]. Все эти компоненты в палиноспектрах пластовых залежей вблизи устья р. Сабеттаяха практически не встречены.

Сравнение палиноспектров пластовых залежей в районе устья р. Сабеттаяха со спорово-пыльцевыми комплексами из некоторых пластовых залежей, изученных авторами на мысе Харасавэй, в верховьях р. Мордыяха, в устье р. Гыда, показывает, что в этих местонахождениях в пластах льда, как и в пластовых льдах в устье р. Сабеттаяха, преобладает пыльца кустарников. В пластах в устье р. Сабеттаяха пыльца кустарников составляет 32–53 %, в других пластовых залежах – 36–43 %. В пластовом льду Сабеттаяхи пыльца *Alnaster* встречается чаще, чем в других пластовых залежах. Ее содержание составляет 16–29 %, со-

держание пыльцы *Betula sect. Nanae* – 19.0–22.8 %. Дальнезаносная пыльца *Pinus sylvestris* встречена единично, но очень хорошей сохранности, что заставляет предположить быструю консервацию пыльцы во льду. Отметим практически полное отсутствие пыльцы разнотравья, которая часто встречается на поверхности снежников и в голоценовых ПЖЛ (см. табл. 5, образцы 9–13). Весьма вероятно, что изученные пластовые залежи содержат пыльцу позднеосенне-зимнего пыльцевого дождя.

Криолитологическое значение описанных вблизи устья р. Сабеттаяха массивов с пластовыми льдами важно тем, что особенности структуры и текстуры голоценовых пластовых залежей могут использоваться как индикационные для исследования более древних проблемных ледяных пластов. Авторам представляется несомненным, что ледяные пластины в голоценовых отложениях вблизи устья р. Сабеттаяха гетерогенны. По-видимому, это сочетание сегрегационных и инъекционно-сегрегационных ледяных залежей. Однако не исключается и погребенный генезис отдельных пластов в результате катастрофического захоронения припайных льдин, стамух или озерных льдов. На вполне вероятное захоронение стамух в озерных углублениях указывают стоящие “на голове” пластовые ледяные залежи. По наблюдениям сотрудников ААНИИ, высота стамух в этом районе Обской губы достигает 10 м при протяженности до 100–200 м и более [Кубышкин и др., 2014].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Особое внимание в изученных пластовых льдах привлекают следующие аспекты.

1. Тщательно разбурены уникальные голоценовые пластовые льды на побережье Обской губы вблизи устья р. Сабеттаяха, залегающие в сингенетически промерзших лагунно-морских отложениях современной лагунно-морской высокой лайды и первой террасы. Пластовые льды, повсеместно распространенные в голоценовых толщах, – здесь непривычное и исключительно редкое явление. Пластовые ледяные залежи, мощность которых достигает 5.7 м, залегают в голоценовых отложениях и, естественно, также являются голоценовыми.

2. Изотопный состав и палинологические остатки голоценовых пластовых льдов являются ключевым моментом в решении проблемы генезиса крупнейших залежей пластового льда. Голоценовые пластовые льды здесь, несомненно, имеют неледниковую природу.

3. Изотопные вариации в пластовом комплексе вблизи устья р. Сабеттаяха происходят в широком диапазоне: значения δD варьируют от –107.0 до –199.7 ‰, а $\delta^{18}O$ – от –15.7 до –26.48 ‰. При

этом изотопный состав трех типов залежей разнообразен: а) в коричневом неслоистом льду δD варьируют от -147.62 до -155.57 ‰, значения $\delta^{18}O$ – от -19.11 до -20.55 ‰; б) в белом горизонтально-слоистом льду значения δD варьируют от -107.1 до -119.8 ‰, значения $\delta^{18}O$ – от -15.73 до -16.06 ‰; в) в коричневом вертикально-слоистом льду с примесью минерального грунта отмечены экстремально низкие значения δD – от -194.5 до -199.7 ‰, а от $\delta^{18}O$ – от -25.33 до -26.48 ‰. Такая существенная дифференциация изотопного состава является следствием криогенного фракционирования в промерзающей толще. Наиболее отрицательные изотопные значения в этих голоценовых ледяных залежах даже ниже, чем в позднелейстоценовых повторно-жильных льдах Ямала.

4. Пыльцевые зерна в коричневом вертикально-слоистом льду имеют плохую сохранность, часто они находятся в оболочке из глинистых частиц, по-видимому, пыльца и споры внесены в этот лед из вмещающих отложений. Присутствие спор хвощей в пластовых льдах указывает на возможный источник воды для ряда пластовых тел – это воды термокарстовых озер и болот.

5. Пыльцевые зерна в белом горизонтально-слоистом льду прекрасно сохранены, встречены пыльцевые зерна карликовой березки с вакуолями клеточного сока. Это говорит о том, что зерна попали в лед без переотложения и дальнего переноса, т. е. либо в снег, либо в воду, которая сразу же замерзла.

6. Криолитологическая роль таких массивов с пластовыми льдами в том, что особенности структуры и текстуры голоценовых пластовых залежей могут использоваться как индикационные для исследования более древних проблемных ледяных пластов. Во всяком случае несомненно, что ледяные пласты в голоценовых отложениях вблизи устья р. Сабеттаяха гетерогенны, скорее всего, это комплекс сегрегационных и инъекционно-сегрегационных ледяных залежей. Не исключается и погрешный генезис отдельных пластов, в результате катастрофического захоронения припайных льдин, стамух или озерных льдов. На возможное захоронение стамух в озерных углублениях указывают стоящие “на голове” пластовые ледяные залежи.

Авторы благодарны проф. В.В. Рогову за выполненный структурный анализ пластового льда, а также Дж. Васильчук, Е.В. Терской и Л.В. Добрыдневой за гидрохимический анализ льда. Особую признательность авторы выражают проф. В.Т. Трофимову за критические и конструктивные замечания. Благодарим проф. С.М. Фотиева и д-ра геол.-мин. наук Е.А. Слагодугу за дискуссию.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 14-27-00083).

Литература

- Белова Н.Г.** Пластовые льды юго-западного побережья Карского моря / Н.Г. Белова. М., МАКС Пресс, 2014, 180 с.
- Васильчук А.К.** Особенности формирования палиноспектров в криолитозоне России / А.К. Васильчук. М., Изд-во Моск. ун-та, 2005, 245 с.
- Васильчук А.К.** Палинология и хронология полигонально-жильных комплексов в криолитозоне России / А.К. Васильчук. М., Изд-во Моск. ун-та, 2007, 488 с.
- Васильчук Ю.К.** Изотопно-кислородный состав повторно-жильных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций): В 2 т. М., Отдел теорет. проблем РАН, МГУ, ПНИИИС, 1992, т. 1, 420 с.; т. 2, 264 с.
- Васильчук Ю.К.** Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность / Ю.К. Васильчук. М., Изд-во Моск. ун-та, 2006, 404 с.
- Васильчук Ю.К.** Изотопные методы в географии. Ч. 1: Геохимия стабильных изотопов природных льдов / Ю.К. Васильчук, А.К. Васильчук. М., Изд-во Моск. ун-та, 2011, 228 с.
- Васильчук Ю.К.** Изотопные методы в географии. Ч. 2: Геохимия стабильных изотопов пластовых льдов / Ю.К. Васильчук. М., Изд-во Моск. ун-та, 2012, т. I, 472 с.; 2014, т. II, 244 с.
- Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К.** Вариации $\delta^{18}O$, δD и содержание пыльцы и спор в автохтонной гетерогенной пластовой ледяной залежи на реке Еркутаяха на Южном Ямале // Докл. РАН, 2011, т. 438, № 3, с. 400–405.
- Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н., Палеш В., Подборный Е.Е., Сулержицкий Л.Д.** Изотопно-кислородная и дейтериевая индикация генезиса пластовых льдов и их ^{14}C -возраст, Бованенково, Центральный Ямал // Докл. РАН, 2009, т. 428, № 5, с. 675–681.
- Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А.** Изотопный и спорово-пыльцевой состав пластовой ледяной залежи на реке Мордыяха, Центральный Ямал // Докл. РАН, 2012, т. 446, № 2, с. 204–208.
- Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Чижова Ю.Н., Буданцева Н.А.** Аномалии в распределении изотопов кислорода и водорода в снежном покрове горных территорий и в мерзлых толщах // Материалы гляциол. исслед., 2001, вып. 91, с. 34–42.
- Васильчук Ю.К., Петрова Е.А., Васильчук А.К.** Некоторые черты палеогеографии голоцена Ямала // Бюл. комис. по изучению четвертичного периода. М., 1983, № 52, с. 73–89.
- Великоцкий М.А.** О пластовых льдах на песчаных косах Печорского берегового бара // Проблемы общей и прикладной геоэкологии Севера / Под ред. В.И. Соломатина. М., Изд-во Моск. ун-та, 2001, с. 148–154.
- Дубиков Г.И.** Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири / Г.И. Дубиков. М., ГЕОС, 2002, 246 с.
- Кубышкин Н.В., Виноградов Р.А., Гудошников Ю.П., Нестеров А.В., Андреев О.М.** Проведение комплексных гидрометеорологических изысканий и исследований в северной части Обской губы для освоения Южно-Тамбейского ГКМ // Материалы Десятой общерос. конф. изыскательских организаций. М., Академ. наука, 2014, с. 133–134.
- Мельников В.П.** Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей / В.П. Мельников, В.И. Спесивцев. Новосибирск, Наука, 1995, 198 с.
- Оленченко В.В., Шеин А.Н.** Возможности геофизических методов при поисках плейстоценовой мегафауны в пойменных и надпойменных отложениях реки Юрибей (Ямал) // Криосфера Земли, 2013, т. XVII, № 2, с. 83–92.

- Романенко Ф.А.** Особенности формирования пластовых льдов Западного Ямала // Материалы Второй конф. географов России (Москва, 6–8 июня 2001 г.). М., Изд-во Моск. ун-та, 2001, т. 1, ч. 2, с. 247–253.
- Слагода Е.А., Опокина О.Л., Рогов В.В., Курчатова А.Н.** Строение и генезис подземных льдов в верхнеплейстоцен-голоценовых отложениях мыса Марре-Сале (Западный Ямал) // Криосфера Земли, 2012, т. XVI, № 2, с. 9–22.
- Соломатин В.И.** Физика и география подземного оледенения / В.И. Соломатин. Новосибирск, Акад. изд-во “Гео”, 2013, 346 с.
- Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Матюхин А.Г.** Изотопный состав подземных льдов Западного Ямала (Марре-Сале) // Лед и снег, 2013, № 2 (122), с. 83–92.
- Трофимов В.Т.** Криогенное строение и льдистость многолетнемерзлых пород Западно-Сибирской плиты / В.Т. Трофимов, Ю.Б. Бадю, Г.И. Дубиков. М., Изд-во Моск. ун-та, 1980, 245 с.
- Pollard W., Bell T.** Massive ice formation in the Eureka Sound Lowlands: A landscape model // Permafrost: Proc. of the 5th Intern. Conf. Yellowknife, Canada, Univ. Laval, 1998, p. 903–908.
- Vaikmae R.A., Michel F.A., Solomatin V.I.** Morphology, stratigraphy and oxygen isotope composition of fossil glacier ice at Ledyanaya Gora, Northwest Siberia, U.S.S.R // Boreas, 1993, vol. 22, p. 205–213.
- Vasil’chuk Yu.K.** Syngenetic ice wedges: cyclical formation, radiocarbon age and stable-isotope records // Permafrost and Periglacial Processes, 2013, vol. 24, iss. 1, p. 82–93.
- 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, vol. 43, iss. 3, p. 678–687.
- Vasil’chuk Yu.K., Vasil’chuk A.C., Budantseva N.A., Chizhova Ju.N., Papesch W., Podborny Ye.Ye.** ¹⁴C age, stable isotope composition and pollen analysis of massive ice, Bovanenkovо gas field, Central Yamal Peninsula // Geography, Environment, Sustainability, 2014, vol. 7, No. 2, p. 49–70.

*Поступила в редакцию
12 января 2015 г.*