

КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ОБРАЗОВАНИЯ

УДК 551.345

ПЛАСТОВЫЕ ЛЬДЫ В ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРА
ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Ю.К. Васильчук, Н.А. Буданцева, А.К. Васильчук, Е.Е. Подборный*, Ю.Н. Чижова

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, Наличная ул., 16/А, Россия; epodbornyy@yandex.ru

В голоценовых отложениях в районе пос. Сабетта обнаружен четырехъярусный комплекс ледяных пластов и трехъярусное залегание криопэгов. В многоярусных пластовых ледяных залежах вблизи поселков Сабетта и Гыда выявлено контрастное распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ по вертикали и по простиранию, что позволило установить тип распределения изотопного состава в сегрегационных или инфильтрационно-сегрегационных многоярусных ледяных пластах и их внутригрунтовую природу. На основе анализа соотношений анионов хлора и сульфатов в пластовых льдах разных типов в устье р. Сабеттаяха, состава их палиноспектров и наличия водорослей во льду сделаны предположения, что вертикально-слоистый коричневый лед сформировался при промерзании песков, насыщенных водами Обской губы, коричневый неслоистый лед – в результате промерзания вод подозерного талика, а происхождение белого ультрапресного льда связано с озерными и речными водами. Показано, что пластовые ледяные залежи встречаются как в скальных дочетвертичных породах, так и в современных и голоценовых отложениях.

Голоцен, пластовые льды, многолетнемерзлые породы, криопэги, полуостров Ямал, север Западной Сибири

HOLOCENE MASSIVE ICE IN NORTH-WEST SIBERIA PERMAFROST

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

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

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

Four stages of massive ice lens and three levels of cryopegs have been studied in the Holocene sediments near the Sabetta settlement. Contrast vertical and lateral distribution of $\delta^{18}\text{O}$ values in multi-stage massive ice near the Sabetta and Gyda estuaries provides the basis for the allocation of the isotopic composition as indicator type for the segregated or infiltration segregated multi-stage ice formations and their intra-sedimental origin. The ratio of the chloride and sulfate anions, pollen spectra and presence of algae in the ice of different types in the Sabettoyakha estuary suggest that vertically layered brown ice had been accumulated during freezing of water saturated sands of the Ob Gulf; the brown non-laminated ice had been formed as a result of freezing of underlake talik water; the origin of the white ultra-fresh ice could also be linked with the lake and river waters. It has been demonstrated that massive ice occurs both in pre-Quaternary deposits and in modern and Holocene sediments.

Holocene, massive ice, permafrost, cryopegs, Yamal Peninsula, north-west Siberia

ВВЕДЕНИЕ

Пластовые залежи льда в мерзлых толщах – сложнейшие криогенные образования, механизмы формирования которых до сих пор находятся на стадии построения и обоснования гипотез. При освоении территории пластовые залежи подземного льда следует рассматривать как самостоятельный геокриологический и инженерно-геологический элемент со значительной макрольдисто-

стью, осложняющей строительство и эксплуатацию сооружений. Особенно опасны пластовые льды, залегающие в верхних горизонтах многолетнемерзлых толщ и широко осваиваемых голоценовых отложениях.

Цель настоящей работы – сопоставить особенности строения и состава голоценовых пластовых ледяных залежей, залегающих в отложениях

первой морской и лагунно-морской террас, пойм и лайд на севере Западной Сибири (рис. 1), с их возможными голоценовыми аналогами в многолетнемерзлых толщах других районов криолитозоны.

МНОГОЯРУСНЫЕ ПЛАСТОВЫЕ ЛЬДЫ ЯМАЛО-ГЫДАНСКОЙ ПРОВИНЦИИ

К настоящему времени на Ямале хорошо изучены пластовые льды в голоценовых отложениях в устье р. Сабеттаяха и пойме р. Сеяха (Мутная).

Гетерогенные ярусные пластовые льды в устье р. Сабеттаяха. Эти льды вскрыты скважинами в пределах сниженных останцов первой террасы и лайды Обской губы (рис. 2). Некоторые из разрезов с ледяными пластами в устье р. Сабеттаяха описаны в работе [Васильчук и др., 2015]. Здесь охарактеризуем новые изученные трансекты.

Голоценовые пластовые льды в толще лайды имеют разные мощность и глубину залегания. Как правило, пластовые залежи приурочены к песчаным отложениям, и только в одном случае пластовой лед подстилается маломощным супесчаным горизонтом (см. рис. 2, а, скв. 66). Пластовые залежи имеют ярусное расположение по глубине. Так, четырьмя скважинами вскрыты пластовые льды трех ярусов: линзы льда мощностью около 1 м или чуть менее залегают на глубинах 2, 4 и 8 м от поверхности (см. рис. 2, а – скв. 66, 67, рис. 2, б – скв. 75, 76). Ледяная пластовая залежь нижнего яруса при этом может иметь протяженность более 50 м (см. рис. 2, а). Скважиной 80 (см. рис. 2, б) была вскрыта пластовая залежь верхнего яруса, имеющая мощность около 3 м (залегает на глубинах от 2 до 5 м от поверхности).

Голоценовые пластовые льды в толще первой террасы могут быть весьма протяженными – более 50 м (см. рис. 2, в, г) и мощными – более 2 м. Интересно, что в этих случаях пласты имеют продолжение в толщу лайды. В ряде случаев пластовые залежи верхних ярусов пронизаны повторножильными льдами.

Криопэги. В голоценовых толщах в устье р. Сабеттаяха, в 14 скважинах в толще засоленных отложений, обнаружено многоярусное (до трех ярусов) залегание криопэгов (рис. 3). Линзы криопэгов залегают в песках оторфованных, вскрыты скважинами и скорее всего не связаны между собой, даже находясь на одинаковой глубине. Первый ярус криопэгов расположен на глубинах 4–5 м от поверхности, второй – 8–9 м и третий – 11–13 м (см. рис. 3). Температура линз криопэгов составляет от –5.2 до –5.6 °С. В разрезах встречается несколько линз криопэгов, различающихся напорами и минерализацией воды, что свидетельствует об отсутствии гидравлической связи между ними. Воды криопэгов соленые, хлоридно-магни-

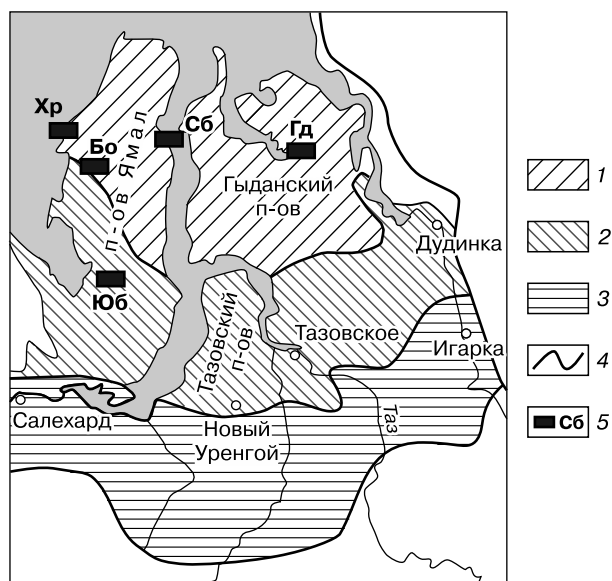


Рис. 1. Карта расположения исследуемых пластовых льдов на севере Западной Сибири:

1, 2 – практически сплошное с поверхности распространение многолетнемерзлых пород (северная зона): 1 – низкотемпературных генетически неоднородных многолетнемерзлых пород – сингенетических подстилаемых эпигенетическими (тундровая подзона), 2 – более высокотемпературных многолетнемерзлых пород – преимущественно эпигенетических (лесотундровая подзона); 3 – массивно-островное и островное с поверхности распространение многолетнемерзлых пород (северо-таежная подзона); 4 – границы мерзлотных зон и подзон; 5 – расположение пластовых льдов: Сб – лайда и первая терраса в устье р. Сабеттаяха, Бо – пойма р. Сеяха на Бованенковском ГКМ, Хр – первая терраса близ пос. Харасавэй, Юб – пойма р. Юрибей (п-ов Ямал), Гд – первая терраса р. Гыда.

евые, хлоридно-натриевые, с минерализацией 62.35–93.10 г/л.

Пластовые льды в пойменных отложениях р. Сеяха. Даже под руслом Сеяхи были отмечены пластовые льды мощностью от 7 до 9 м (рис. 4). Вскрытая залежь льда по всем признакам представляет собой единое пластовое тело, залегающее под руслом реки на глубине 12 м, а в пределах поймы кровля пластового льда в одну сторону от русла снижается до глубины 20 м, в другую – чуть повышается на 1.0–1.5 м. Подстилается пласт мелкими песками, а перекрывается – супесями, суглинками и глинами. Подошва несвязного талика под руслом Сеяхи достигает кровли ледяного пласта.

Пластовые льды в отложениях первой террасы р. Гыда. Отложения первой террасы в устье р. Гыда датируются предголоценовым временем – 10–14 тыс. лет назад [Васильчук, 2011], а не голоценом. Однако для понимания генезиса многоярусных пластовых залежей и для интерпре-

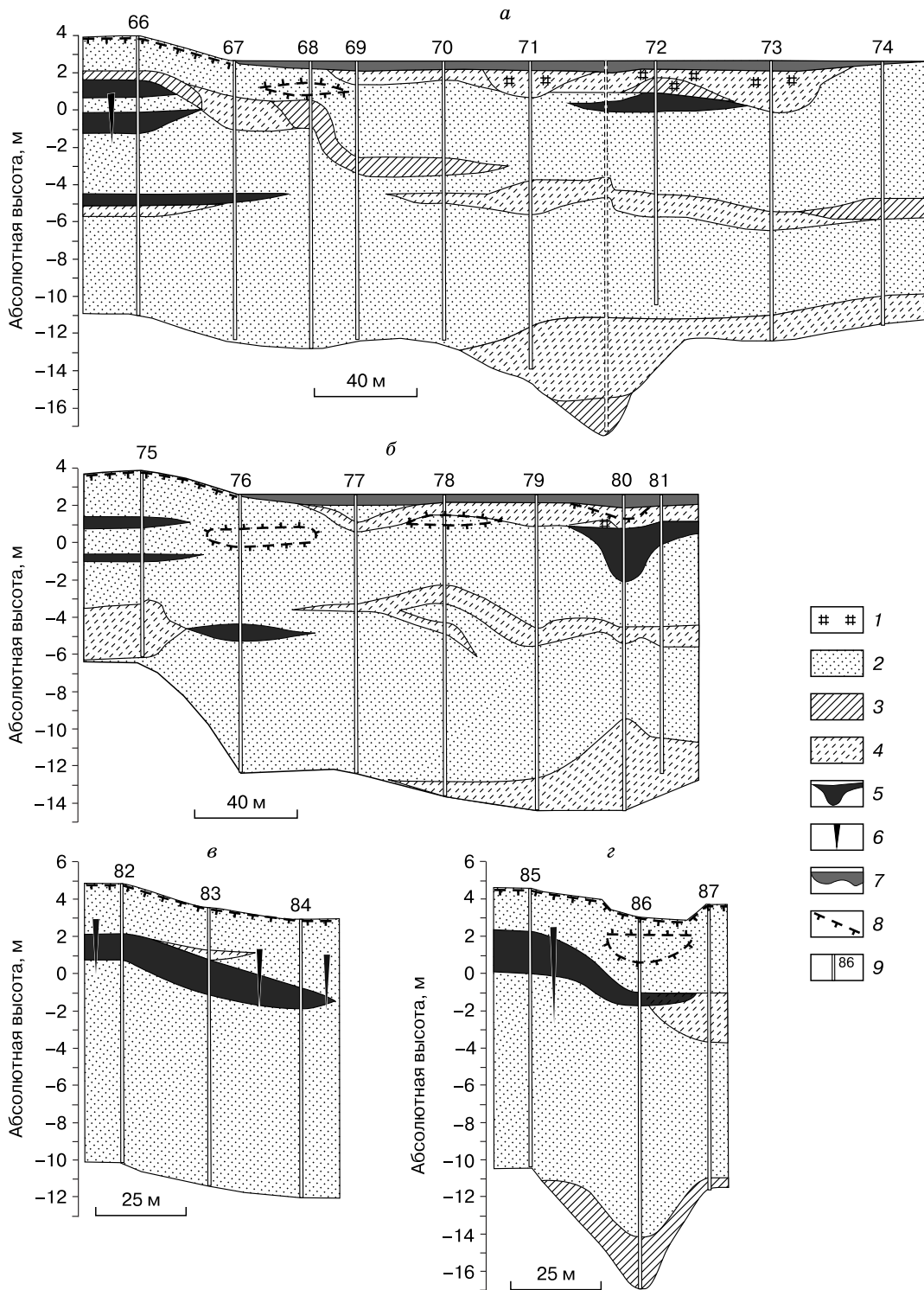


Рис. 2. Пластовые льды, вскрытые скважинами в толще голоценовых многолетнемерзлых отложений лайды (а, б) и первой террасы (в, г) на побережье Обской губы вблизи пос. Сабетта на северо-востоке п-ова Ямал:

1 – торф; 2 – песок; 3 – суглинок; 4 – супесь; 5 – лед пластовый; 6 – лед повторно-жильный; 7 – лед поверхностный; 8 – граница талых и мерзлых пород; 9 – скважина и ее номер.

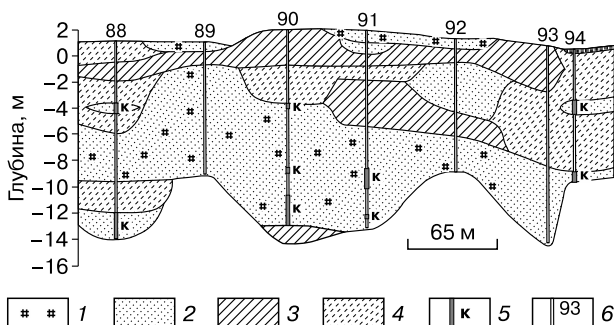


Рис. 3. Криопэги, вскрытые скважинами в толще голоценовых многолетнемерзлых отложений лайды на побережье Обской губы близ пос. Сабетта:
 1 – торф; 2 – песок; 3 – суглинок; 4 – супесь; 5 – криопэги; 6 – скважина и ее номер.

тации изотопного состава ледяных пластов этот разрез является главным. У пос. Гыда пластовые линзообразные залежи встречаются в парагенезе с повторно-жильными льдами (рис. 5). Пласты льда высотой до 0.4 м и шириной до 8 м залегают здесь в оторфованных прослоях песка, слагающих террасу.

Криогидрохимический, палинологический и изотопный состав пластовых льдов

Криогидрохимические особенности пластовых залежей. Минерализация льда изученных залежей существенно изменяется – от 10.92 до 229.28 мг/л. Во всех разновидностях льдов преобладают хлориды.

Ультрапресный коричневый вертикально-слоистый лед (минерализация 40.64 мг/л) характеризуется хлоридно-сульфатно-магниевым составом; лед слабощелочной (рН 7.9), залегают в песчаной толще. Содержание карбонатов в нем 29.14 %-экв., что может быть связано с постепенным промерзанием вмещающих песков. Соотно-

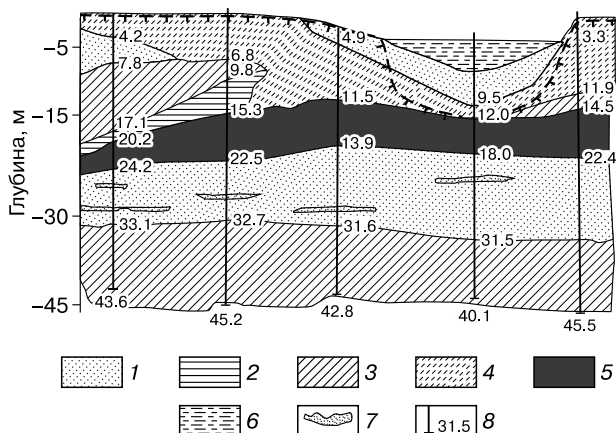


Рис. 4. Голоценовые пластовые ледяные залежи под руслом р. Сеяча и в пределах поймы (по материалам ООО “ТюменНИИгипрогаз” [Васильчук, 2012]):

1 – песок; 2 – глина; 3 – суглинок; 4 – супесь; 5 – пластовый лед; 6 – вода в реке; 7 – линзы пылеватого песка; 8 – скважина и отметки уровня слоев.

шение Cl^-/SO_4^{2-} во льду составляет 0.96 (табл. 1, рис. 6). По химическому составу этот лед ближе всего к химическому составу вод Обской губы, приводимому С.М. Фотиевым [1999]. Соотношение Cl^-/SO_4^{2-} в водах Обской губы составляет 0.84, т. е. во льду сульфат-ионов несколько больше, что закономерно при промерзании песчаного водонасыщенного коллектора [Кореновская, Тарасов, 1968].

Коричневый неслоистый ультрапресный лед (81.9 мг/л) имеет хлоридно-натриевый состав и слабощелочные значения рН; соотношение Cl^-/SO_4^{2-} составляет 9.77. По данному соотношению, а также по содержанию анионов и катионов к этому льду близки значения среднего состава пресных пластовых льдов на Ямале [Фотиев,

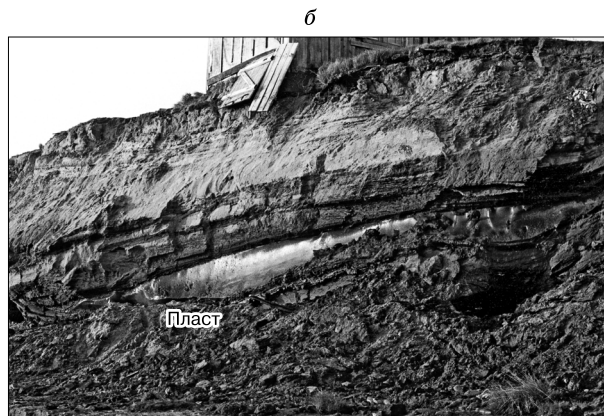
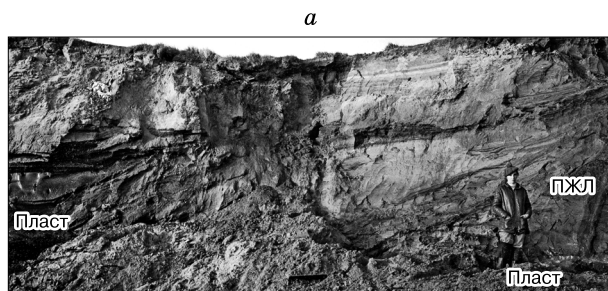


Рис. 5. Многоярусные пластовые ледяные залежи в отложениях первой террасы в устье р. Гыда:

а – общий вид – два яруса ледяных пластов, нижний пронизан сингенетической ледяной жилой; б – крупный план ледяного пласта среднего яруса. Фото Ю.К. Васильчука.

Таблица 1. Соотношение хлоридов и сульфатов в пластовых льдах и возможных источниках воды для них (север Западной Сибири)

Объект	Концентрация, мг/л		Cl ⁻ /SO ₄ ²⁻	Источник
	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻		
Лед коричневый, скв. 12, образец 8	70.61	7.23	9.77	[Васильчук и др., 2015]
Лед коричневый, скв. 12, образец 9	75.80	1.10	68.91	
Лед белый, скв. 17, образец 38	55.67	11.25	4.95	
Лед белый, скв. 17, образец 39	55.61	16.92	3.29	
Лед коричневый вертикально-слоистый, скв. 42, образец 40	34.53	35.92	0.96	
Сегрегационный лед на первой террасе о. Белый	14.2	13.2	1.08	[Васильчук, Васильчук, 2015]
Пластовый лед на третьей морской террасе, р. Надуйяха	24	17	1.41	[Стрелецкая, Лейбман, 2002]
Атмосферные осадки на севере Ямала	7	9	0.78	
Речная вода, р. Сеяха	12	10	1.20	
Снежник на севере Ямала, долина р. Сеяха	7	13	0.54	
Криопэг в долине р. Надуйяха	37 778	764	49.45	
Пресный пластовый лед на Ямале (средний состав)	62.4	6.2	10.06	
Вода Карского моря	89.0	10.0	8.9	
Солоноватый пластовый лед на Ямале (средний состав)	95.0	3.6	26.39	
Подрусловые талики рек бассейна Обской губы	83.0	3.0	27.67	
Ультрапресный пластовый лед на Ямале (средний состав)	36.9	12.6	2.93	
Снег на Ямале	45.5	6.8	6.69	
Озерные воды	39.8	5.3	7.51	
Текстурообразующие льды	54.2	12.6	4.30	
Речные воды бассейна рек Карского моря	64.4	13.8	4.67	
Речные воды	25.6	11.8	2.17	
Дождь на Ямале	32.6	18.7	1.74	
Вода Обской губы	27.0	32.0	0.84	
Инъекционные льды	31.4	20.2	1.55	
Дождевые осадки на Ямале	32.6	18.7	1.74	

1999]. Заметим, что близкие значения имеет также вода Карского моря. Другой образец коричневого неслоистого льда (229.28 мг/л) характеризуется хлоридно-натриевым составом, нейтральным рН, а соотношение Cl⁻/SO₄²⁻ в нем существенно выше – 68.91, что связано с очень низким содержанием сульфат-ионов и часто отмечается в криопэгах, особенно под руслами рек. Прямых аналогов среди пресных или солоноватых подземных льдов этому образцу коричневого неслоистого льда авторы не обнаружили. Наиболее близкие коричнево-му льду значения Cl⁻/SO₄²⁻, а также состав анионов и катионов характерен для подрусловых таликов рек бассейна Обской губы – 27.67 и для среднего состава солоноватых пластовых льдов на Ямале – 26.39 [Фотиев, 1999]. Микровключения органики из коричневого неслоистого льда датированы 17 декабря 2015 г. в радиоуглеродной лаборатории Оксфордского университета – 5932±39 лет (ОxA-X-2650-57).

Белый лед – наиболее пресный из всех изученных в разрезах скважин в устье р. Сабеттаяха. Его минерализация составляет 10.92–13.52 мг/л. Лед ультрапресный, но имеет хлоридно-магниевый и хлоридно-кальциевый состав, слабоще-

лочные значения рН (8.00–8.01), соотношение Cl⁻/SO₄²⁻ в пределах 3.29–4.95. Похожий химический состав отмечен для текстурообразующих льдов Ямала [Фотиев, 1999], а также для речных вод Ямала; соотношения Cl⁻/SO₄²⁻ соответственно 4.30 для текстурообразующих льдов и 4.67 для речных вод бассейна Карского моря.

Особенности химического состава подземных пластовых льдов разного типа в устье р. Сабеттаяха демонстрируют образование подземных льдов за счет питания грунтовыми, озерными, болотными и атмосферными водами.

Анализ криогидрохимических характеристик пластовых льдов в устье р. Сабеттаяха позволяет предположить, что вертикально-слоистый коричневый лед сформировался при промерзании песков, насыщенных водами Обской губы, коричневый неслоистый лед – в результате промерзания вод подоцерного талика, происхождение белого ультрапресного льда также можно связать с озерными и речными водами.

Палинологические особенности пластовых залежей. Концентрация пыльцы и спор в пластовых льдах в районе устья р. Сабеттаяха низкая (не более 361 экз/л), есть прослой практически не со-

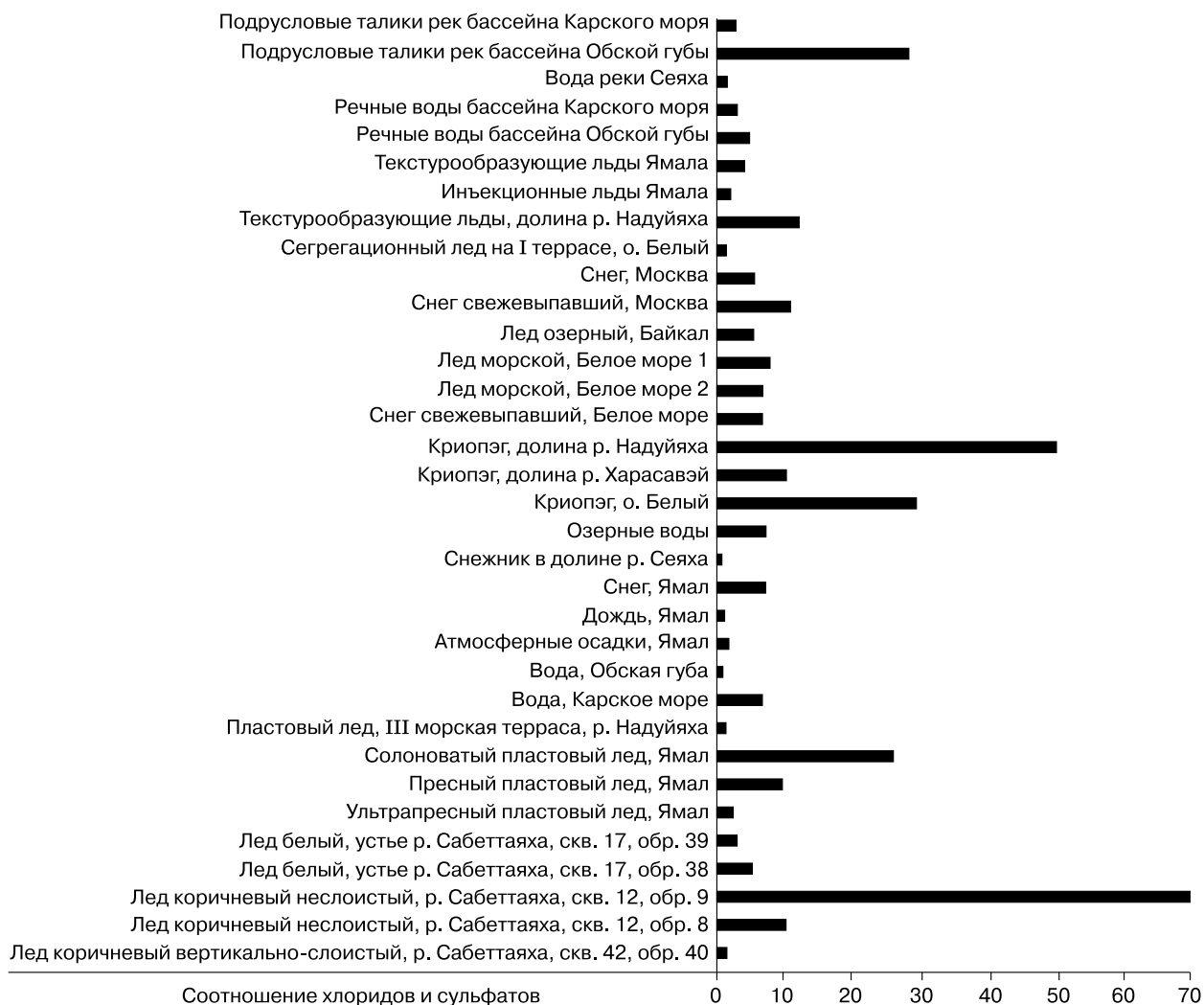


Рис. 6. Соотношение хлоридов и сульфатов в пластовых льдах, воде и снегу (север Западной Сибири) и других криосферных объектах (измеренных для сравнения непосредственно в той же серии определений).

держачие пыльцу и споры, встречаются остатки водорослей *Pediastrum*, частицы угля, споры грибов. Заметим, что в одном из образцов (скв. 42, обр. 11) с весьма отрицательными значениями $\delta^{18}\text{O}$ (-26.04‰) отмечена наиболее высокая концентрация пыли и спор (361 экз/л). Анализ палиноспектров пластовых залежей показывает, что льды могут иметь внутригрунтовый генезис, а учитывая наличие водорослей, можно говорить о формировании льдов при промерзании подозерных таликов или придонных горизонтов Обской губы. Похожие палиноспектры были встречены в многослойной пластовой залежи в устье р. Гыда [Васильчук, Васильчук, 2010].

Особенности изотопного состава пластовых залежей. Данные изотопного анализа голоценовых пластовых льдов в устье р. Сабеттаяха

приведены в [Васильчук и др., 2015]. Здесь лишь отметим, что для образцов коричневого вертикально-слоистого льда из скв. 42 линейного тренда на диаграмме $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$ зафиксировано не было, все значения располагаются довольно кучно (рис. 7). Это свидетельствует либо о внутригрунтовом образовании льда при стабильных условиях с равновесным изотопным фракционированием, либо о том, что этот лед является захороненным чрезвычайно однородным пластом льда. Такое могло бы произойти при захоронении речного или губского льда, однако резко отрицательные значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD (до -26.5 и -199.7‰ соответственно) заставляют сомневаться в этом. Трудно предположить также, что при захоронении льда происходила избирательная седиментация какого-либо слоя, а не целиком всей толщи. В этом случае на

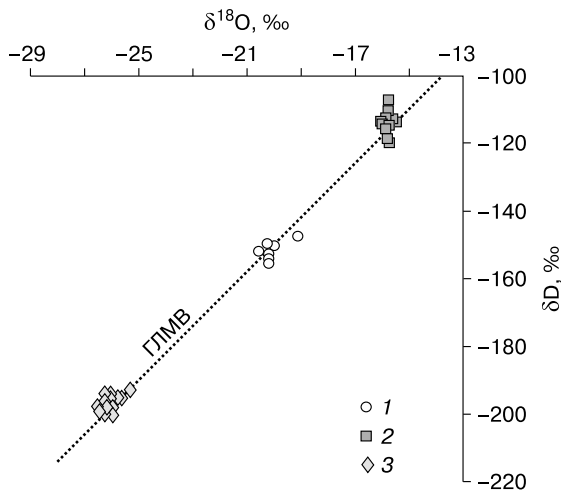


Рис. 7. Соотношение δD и δ¹⁸O в голоценовых пластовых ледяных залежах близ пос. Сабетта:

1 – в коричневом неслоистом льду, скв. 12; 2 – в белом горизонтально-слоистом льду, скв. 17; 3 – в коричневом вертикально-слоистом льду, скв. 42; ГЛМВ – линия глобальных метеорных вод Х. Крейга.

Таблица 2. Распределение δ¹⁸O в линзовидных ледяных пластах, залегающих в толще первой террасы близ пос. Гыда, север Гыданского п-ова

Ледяная линза	Глубина, м	δ¹⁸O, ‰
Первая	4.6	-30.1
	4.5	-34.3
	4.4	-30.7
Вторая	4.15	-17.7
	3.7	-22.9
	3.5	-24.2
	3.1	-20.1
Четвертая	2.9	-23.3
	2.8	-16.2

верхнем или нижнем контактах ледяной линзы были бы отмечены изотопные вариации, связанные с особенностями накопления льда. Их отсутствие представляется нам свидетельством в пользу внутригрунтовой природы данной ледяной залежи.

Значения δ¹⁸O в пластовых льдах в устье р. Гыда сильно дифференцированы даже в пределах одного пласта (табл. 2, рис. 8), еще больше различия в соседних линзах. Общий диапазон значе-

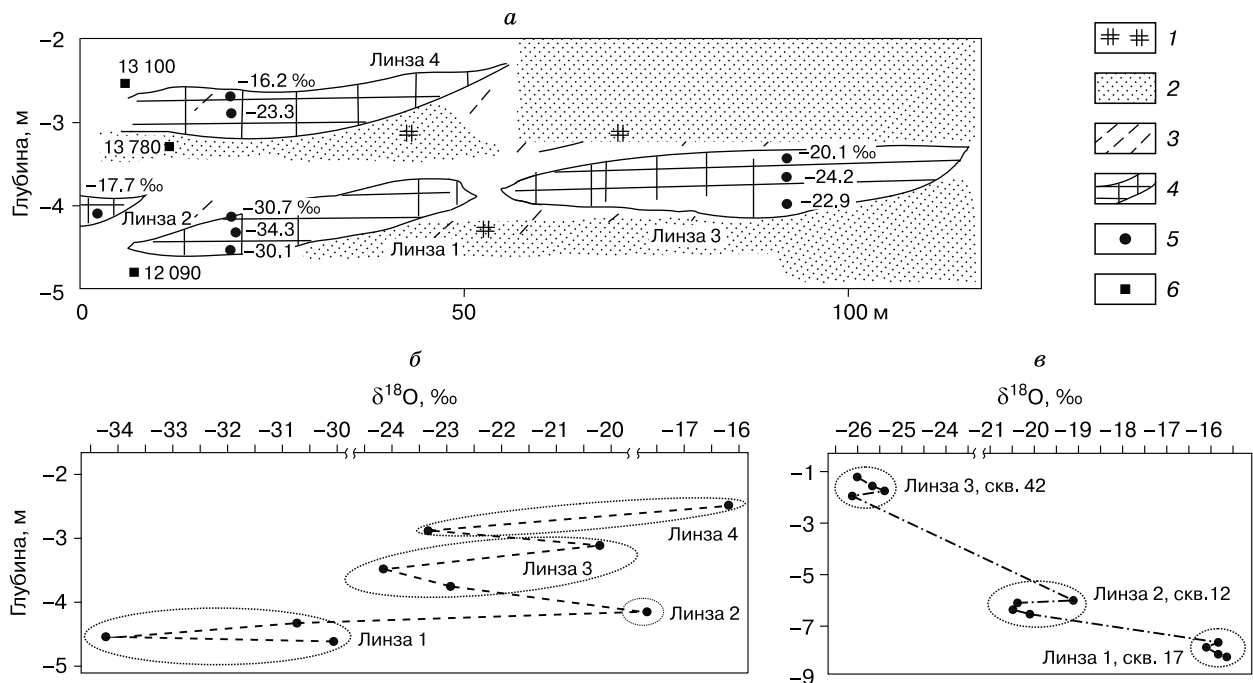


Рис. 8. Контрастные значения δ¹⁸O в многоярусных пластовых гомогенных сегрегационных льдах в толще первой аллювиальной террасы, пронизанной сингенетическими повторно-жильными льдами в устье р. Гыда (а), и сопоставление распределения по высоте δ¹⁸O в ледяных линзах в устье р. Гыда (б) с контрастными значениями δ¹⁸O в трех ледяных линзах в многоярусных пластовых льдах в голоценовых толщах первой лагунно-морской террасы и лайды в устье р. Сабеттаяха (в):

1 – аллохтонный торф и рассеянный детрит; 2 – песок; 3 – супесь; 4 – лед пластовый линзовидный; точки отбора образцов: 5 – на изотопно-кислородный анализ, 6 – на радиоуглеродный анализ. Пунктиром ограничены изотопные значения в каждом из ледяных пластов.

ний $\delta^{18}\text{O}$ в пластовых ледяных залежах превышает 18 ‰ (от -34.3 до -16.2 ‰), тогда как в синхронных им жильных льдах они варьируют от -22.5 до -19.9 ‰ (в жилах $\delta^{18}\text{O}$ отражает среднее значение содержания тяжелого изотопа кислорода в зимних осадках).

Изотопные вариации в пластовых льдах в устье р. Гыда характеризуются большим диапазоном значений $\delta^{18}\text{O}$ (около 18 ‰) и очень нестабильным распределением, но в целом значения $\delta^{18}\text{O}$ монотонно возрастают от нижнего пласта к верхнему (см. рис. 8, б). Внутри отдельной линзы они существенно различаются (внутри линз разница достигает 4–9 ‰).

Можно предположить, что в формировании поверхностных и подземных вод здесь участвовали и летние осадки. Значит, исходный водоносный горизонт, который послужил источником воды для образования ледяных линз вблизи пос. Гыда, вероятно, характеризовался значениями $\delta^{18}\text{O}$ от -20 до -18 ‰. Его промерзание происходило в закрытой системе, в результате интенсивное криогенное фракционирование привело к ярко выраженной дифференциации значений $\delta^{18}\text{O}$ в различных залежах и даже в разных частях одной и той же ледяной линзы. Доказательством служат необычно низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (менее -30 ‰) в самом нижнем пласте.

Таких низких отрицательных изотопных характеристик воды в этом районе нет среди современных поверхностных вод, не отмечено их и в позднелайстоценовых криогенных объектах Ямала и Гыданского п-ова [Васильчук, 1992], т. е. это следствие фракционирования при промерзании. Подобное активное фракционирование, скорее всего, указывает на внутригрунтовую природу ледяных пластов-линз в мерзлой толще первой террасы р. Гыда.

Контрастное распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ по вертикали (см. рис. 8, б, в) и по простиранию дает основание для выделения индикационного типа распределения изотопного состава в сегрегационных или инфильтрационно-сегрегационных многоярუსных ледяных пластах. При появлении контрастности в распределении изотопных характеристик в пластовых залежах следует прежде всего предполагать внутригрунтовую природу пластовых льдов.

Исследования изотопного состава речных и озерных льдов, выполненные в бассейне р. Лиард, левого притока Маккензи (север Канады), показали, что значения $\delta^{18}\text{O}$ в снегу составляют -24.4 ‰ при $\delta\text{D} = -201$ ‰, изотопные значения в речном льду (мощностью 0.76 м) практически не изменяются ($\delta^{18}\text{O} \approx -15$ ‰, $\delta\text{D} \approx -130$ ‰). Изотопный состав воды подо льдом на глубине 1 м легче ($\delta^{18}\text{O} \approx -17.5$ ‰, $\delta\text{D} \approx -140$ ‰). На пойменном озере Гуз в долине р. Лиард изотопный состав

снега наиболее легкий ($\delta^{18}\text{O} = -27.3$ ‰, $\delta\text{D} = -219$ ‰), в промежуточном прослое льда, смешанного со снегом, он тяжелее ($\delta^{18}\text{O} = -18$ ‰, $\delta\text{D} = -150$ ‰), во льду изотопный состав постепенно становится все тяжелее ($\delta^{18}\text{O}$ изменяются от -15 до -14 ‰, а значения δD – от -140 до -122 ‰) [Gibson, Prowe, 1999, 2002]. В этом исследовании было установлено интересное распределение дейтериевого эксцесса по разрезу речного льда.

Во льду двух притоков р. Лиард значения d_{exc} варьируют в довольно широком диапазоне, что связано с особенностями конжеляционного образования льда. Так, для льда одного из притоков зафиксировано изменение d_{exc} сверху вниз по разрезу речного льда (мощностью 87 см) от 0 до -6 ‰, а затем рост до +6 ‰; во льду (мощностью 38 см) другого притока значения d_{exc} уменьшались от 0 до -18 ‰.

Различия в поведении дейтериевого эксцесса во льду этих притоков авторы связывают с различными источниками питания: в одном случае озерные воды, в другом – болотные [Gibson, Prowe, 1999, 2002]. Отсутствие заметного направленного изменения значений d_{exc} в коричневом вертикально-слоистом льду из скв. 42 также, вероятно, свидетельствует не в пользу гипотезы захоронения речного льда [Васильчук и др., 2015].

Голоценовые пластовые льды в донных морских и лагунных отложениях

Пласт соленого льда на мелководье Мечигменского залива (Восточная Чукотка) обнаружен Ю.К. Васильчуком при анализе материалов бурения. При глубине залива более 10 м донные отложения оказались многолетнемерзлыми, и на небольшой глубине от дна разбурен пластовый лед мощностью около 1.5 м.

Пластовые льды в отложениях пляжа в устье р. Хатанга исследовал В.М. Пономарев [1967]. В скважине, пробуренной на пляже, заливаемом во время приливов, он обнаружил высокоминерализованные воды до глубины 10 м (эти криопэги характеризуются минерализацией до 97 г/л), подстилаемые суглинком с прослойками льда с сажистыми включениями и торфом, содержащими метан под давлением 1.8 атм в устье скважины (рис. 9, а). Ниже залегал плотный лед мощностью 13.5 м, в верхней части – загрязненный песком. Температура льда варьировала от -4.5 до -5.5 °С, температура соленой воды составила -5.5 °С. По мнению В.М. Пономарева [1967], при заливании водой могло происходить частичное оплавление линзы льда (вверху лед загрязнен песком), но по мере увеличения мощности песчаноглинистых отложений, залегающих над ним, происходившее при погружении побережья растворение льда прекратилось.

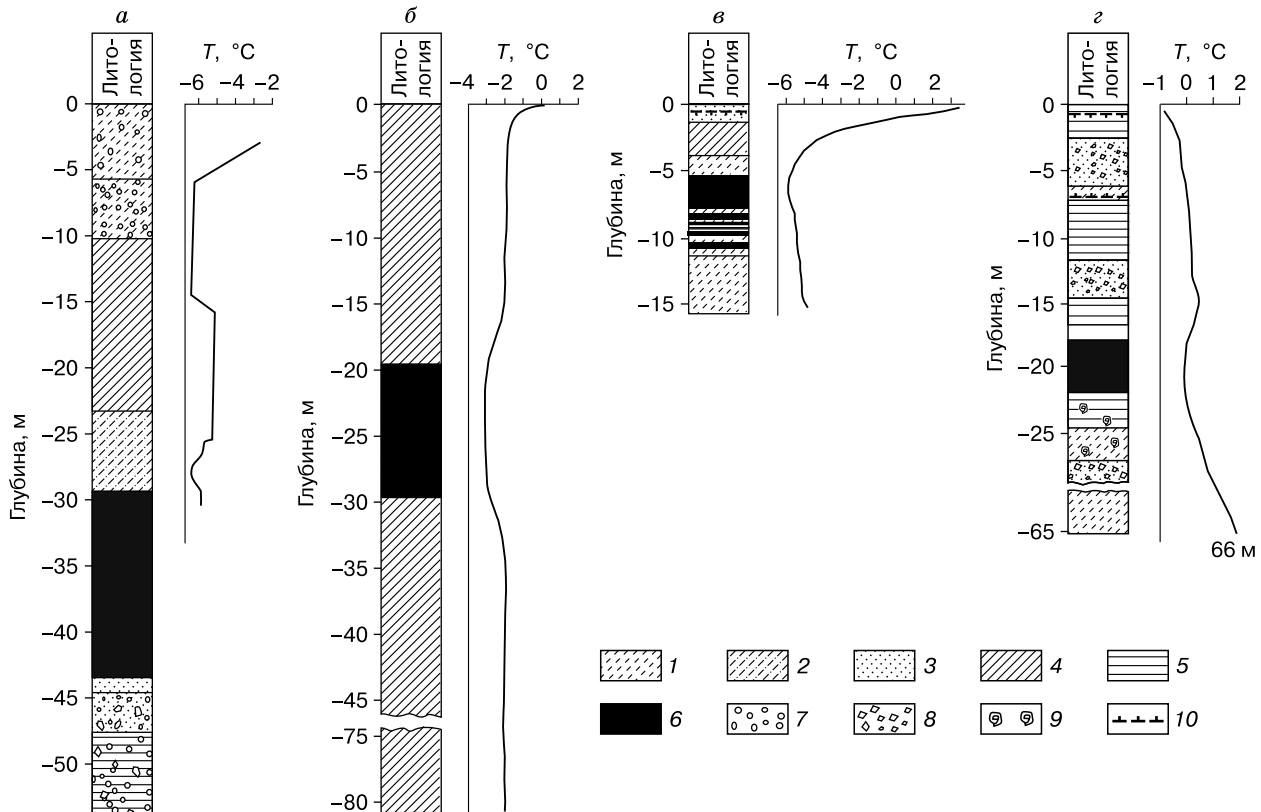


Рис. 9. Голоценовые пластовые льды, вскрытые скважинами в субарктических условиях (а–в) и в толще озерно-аллювиальных отложений (z):

а – скважина, вскрывшая 14-метровую пластовую залежь в современных морских отложениях (зона затопления приливов на пляже, бухта Кожевникова, вблизи устья р. Хатанга) [Пономарев, 1961]; б – криогенное строение пород, вскрытое скв. 240 в субарктических условиях Байдарацкой губы (глубина воды 13 м), 12 км от побережья, мощность пластового льда около 10 м [Мельников, Спесивцев, 1995]; в – мерзлотно-геологический разрез толщи многолетнемерзлых пород по скв. 1 на пляже в районе пос. Харасавэй, вскрывшей пластовой лед мощностью около 6 м (сентябрь 1978 г.) [Григорьев, 1987]; z – строение разреза и температура пород по скв. 6, вскрывшей пластовой лед мощностью 4.45 м, на севере оз. Элин, район р. Желтая (Китай), по Ш. Вану и В. Ли [Wang, Li, 1990]; 1 – супесь; 2 – супесь илестая; 3 – песок; 4 – суглинок; 5 – глина; 6 – лед; 7 – галька; 8 – гравий и щебень; 9 – ископаемые спиралевидные окаменелости; 10 – граница многолетнемерзлых пород.

Пластовый лед в донных отложениях Байдарацкой губы изучен В.И. Спесивцевым в 12 км от Ямальского берега. Здесь на глубине губы 13 м была пробурена скв. 240 (глубиной 80 м). На глубине 17 м (от отметки дна) вскрыты мерзлые породы (см. рис. 9, б). До 19 м они сложены темно-серым однородным суглинком со слоистой унаследованной криотекстурой с объемной льдистостью до 70 %. В интервале 19–29 м вскрыт голоценовый пресный пластовой лед, его минерализация составляет 0.62 г/л. В интервале 26–29 м во льду отмечается увеличение минеральных включений в виде дресвяно-щебнистых агрегатов суглинистого состава. С глубины 32 м ледяные включения по разрезу не отмечены. Температурные замеры выявили аномальное понижение температуры почти на 1 °C в интервале залегания пластового льда и льдистых отложений (см.

рис. 9, б). Ниже и выше льдистого горизонта температура на 1 °C выше и составляет –2.0, –2.2 °C и не изменяется по глубине во всей вскрытой толще [Мельников, Спесивцев, 1995].

На пляже в районе пос. Харасавэй скважиной вскрыто переслаивание голоценовых пластовых и линзовидных льдов с супесью на глубине около 5.5 м, мощность переслаивающейся толщи около 6 м (см. рис. 9, в). Льды залегают ниже уровня моря, их температура ниже, чем у вмещающих пород [Григорьев, 1987].

Голоценовые пластовые льды в отложениях молодых террас, пойм и лайд

Изотопных определений в голоценовых пластовых льдах буквально единицы, это – залежи у пос. Харасавэй, на р. Слайдр в арктической Канаде и в верховьях р. Хуанхэ.

Залежи пластовых льдов на северном берегу оз. Элин встречаются на водоразделе р. Желтой (Хуанхэ) и оз. Хубэй (абс. высота 4300 м, среднегодовая температура воздуха $-4.2\text{ }^{\circ}\text{C}$) в Китае [Wang, Li, 1990]. Согласно данным бурения, многолетнемерзлые породы залегают на глубине от 3.0 до 16.5 м (их температура $T = -0.65\text{ }^{\circ}\text{C}$). В интервалах 16.5–18.8 и 24.26–200.8 м отложения засоленные, слабо отрицательно-температурные. В интервале 18.8 до 24.26 м обнаружен слой чистого льда мощностью 4.45 м (см. рис. 9, з).

Пластовый лед с температурой $-0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ – ультрапресный, его минерализация не превышает 0.02 г/л, в составе льда доминируют гидрокарбонаты (свыше 75 %). Над и под пластовым льдом залегают криопэги: над льдом ($T = -0.65\text{ }^{\circ}\text{C}$) с минерализацией более 10 г/л (преобладают хлориды – свыше 41 %, в отличие от вышележащих горизонтов заметны сульфаты – более 22 %), под льдом ($T = -0.15\text{ }^{\circ}\text{C}$) с минерализацией около 0.9 г/л (преобладают хлориды – свыше 83 %). В пластовом льду значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от -11.16 до $-11.70\text{ }_{\text{‰}}$ (значения δD – от -77.9 до $-83.2\text{ }_{\text{‰}}$). Значения $\delta^{18}\text{O}$ для фирна ледника

Урумчи составляют в среднем $-11.22\text{ }_{\text{‰}}$. Для ледникового льда на южном склоне ледника в Западном Куньлуне на снеговой линии $\delta^{18}\text{O}$ составляют от -10.0 до $-12.1\text{ }_{\text{‰}}$ [Wang, Li, 1990]. Судя по этим данным (по предположению Ю.К. Васильчука), лед здесь, скорее всего, голоценовый сегрегационный (Ш. Ван и В. Ли считают лед погребенным озерным позднеплейстоценовым). На это указывают и высокие отрицательные температуры вмещающих отложений, которые даже при незначительном потеплении могли переходить через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, а главное – изотопные характеристики пластового льда, идентичные современному фирну, тогда как плейстоценовый лед в этих районах Тибета на близких высотах имеет более легкий изотопный состав. Например, на леднике Дунде в голоценовом льду значения $\delta^{18}\text{O}$ от -10 до $-11\text{ }_{\text{‰}}$, в позднеплейстоценовом – ниже $-13\text{ }_{\text{‰}}$ [Thompson et al., 1989].

Пласт льда в разрезе первой террасы вблизи пос. Харасавэй имеет почти 4-метровую мощность [Дубиков, 2002]. Учитывая радиоуглеродные датировки в разрезе первой террасы близ пос. Харасавэй – около 9 тыс. лет [Васильчук, 1992], мож-

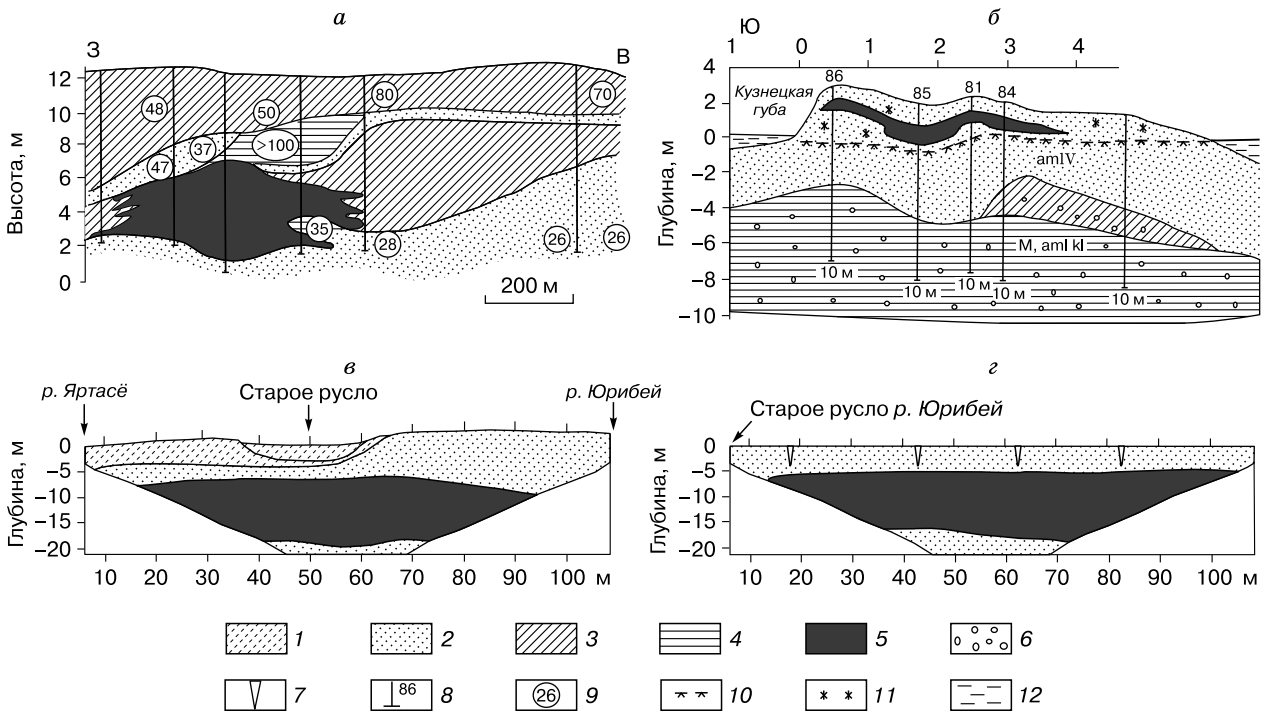


Рис. 10. Гомогенные пластовые залежи в голоценовых пойменных и морских (пляжевых) отложениях:

a – разрез пластовой залежи льда (мощностью около 6 м) в отложениях голоценовой морской террасы у пос. Харасавэй [Дубиков, 2002]; *б* – современная сегрегационная пластовая залежь (мощностью более 1 м) в разрезе морской косы мыса Русский Заворот [Великоцкий, 2001]; разрез пойменной толщи р. Юрибей (запад п-ова Ямал), включающей пластовые льды (мощностью около 15 м), выявленные В.В. Оленченко и А.Н. Шейным [2012] по изменению удельного электрического сопротивления: *в* – по профилю 1; *г* – по профилю 2.

1 – супесь; 2 – песок; 3 – суглинок; 4 – глина; 5 – лед; 6 – галька; 7 – положение морозобойных трещин и ледяных жил на профиле; 8 – скважина и ее номер; 9 – влажность пород; 10 – уровень криопэгов; 11 – массивная криогенная текстура в песках выше уровня криопэгов; 12 – морская вода.

но считать этот лед голоценовым. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в пластовой залежи составили -10.6‰ , а значения $\delta\text{D} = -112\text{‰}$ (рис. 10, а). Этот лед изотопически тяжелее, чем лед ледяных жил, формировавшихся у Харасавэя в голоцене ($\delta^{18}\text{O}$ здесь варьируют от -15.9 до -14.1‰ [Васильчук, 1992]), поэтому его образование в голоцене более вероятно. Пластовые льды из третьей террасы близ пос. Харасавэй изотопически легче ($\delta^{18}\text{O}$ – от -13.4 до -18.4‰ , а δD – до -141‰ [Дубиков, 2002; Крицук, 2010]). Заметим, что значения минерализации во льдах первой и третьей террас весьма схожи и изменяются в диапазоне $10\text{--}90$ мг/л. По результатам исследований Н.Г. Беловой [2014], $\delta^{18}\text{O}$ в пластовом льду в толще третьей террасы изменяются от -18.6 до -26.3‰ (составляя в среднем -21.9‰), а значения δD – от -143.1 до -197.5‰ . Воды, которые пошли на формирование голоценового пластового льда в отложениях первой террасы близ Харасавэя, согласно его изотопному составу, летние или смешанные (и зимние, и летние), поэтому нет оснований полагать, что это, например, погребенная льдина. Это также подтверждает голоценовый возраст пластовой залежи в разрезе первой террасы вблизи Харасавэя [Васильчук, 2012].

Гомогенные голоценовые автохтонные сегрегационные пластовые залежи в толще песчаной косы мыса Русский Заворот разбурены М.А. Великоцким [2001] на береговом баре Печорской губы, приподнятом на $1\text{--}3$ м над уровнем моря. Здесь выявлены залежи пластовых льдов мощностью более 1.2 м (см. рис. 10, б), залегающие в песках мощностью 3.2 м. Сразу под пластовыми льдами начинается зона криопэггов (мощностью до

7 м) в песках и валунных суглинках. Кровля пластовых льдов залегает на глубине $0.6\text{--}1.1$ м от поверхности и хорошо согласуется с рельефом: на гривах абсолютные отметки кровли пластовых льдов приподнимаются до $1.8\text{--}2.4$ м, а в ложбинках опускаются до 0.7 м. Подошва пластовых льдов соответствует уровню моря [Великоцкий, 2001].

Пластовые льды в пойменной толще р. Юрибей (Ямал), примерно в 40 км выше устья, прогнозируются В.В. Оленченко и А.Н. Шейным [2012] по данным георадиолокации и электротомографии. Ими установлено, что в месте слияния рек Юрибей и Яртасё, вероятнее всего, развиты пластовые льды, залегающие на глубине около $4\text{--}6$ м и имеющие мощность около 15 м (см. рис. 10, в, г). На разрезах сопротивлений они выделяются слоем аномально высокого удельного электрического сопротивления (УЭС более $50\,000$ Ом·м). Жильные льды, развитые по морозобойным трещинам, на разрезах УЭС выделяются субвертикальными аномалиями повышенного сопротивления, при этом жильный лед на глубине контактирует с пластовым. Отопляющее действие рек Яртасё и Юрибей привело к формированию подруслового талика, поэтому кровля ледяного пласта начинает резко погружаться при приближении к руслам рек. Под старым руслом Юрибея (в районе 50 м профиля) подрусловой талик не выражен, что связано с резким уменьшением отопляющего действия воды.

В разрезе верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений между речья Мордыяхи, Сеяхи и Надуйяхи (на протяжении 20 км) в процессе буро-

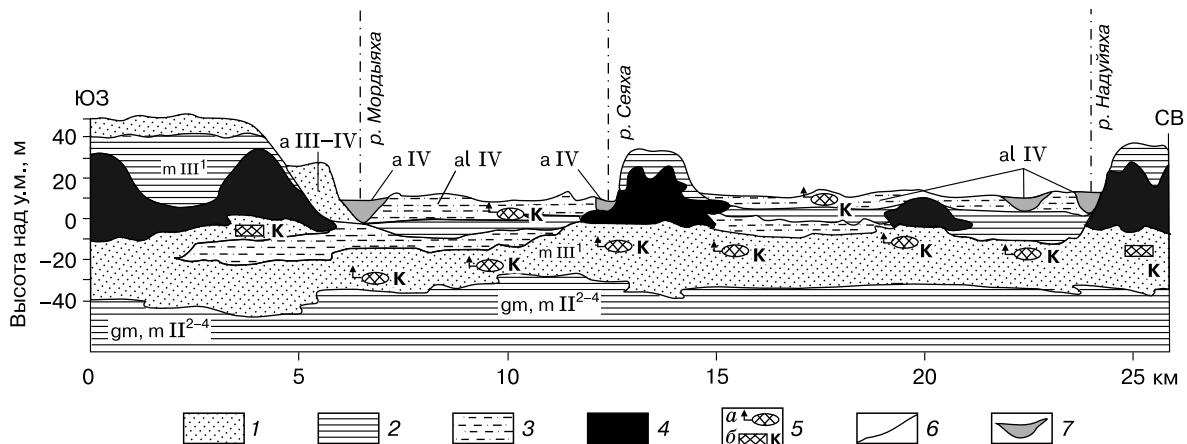


Рис. 11. Схематический разрез четвертичных отложений с линзами криопэггов и пластовыми льдами в верхнем течении рек Сеяха, Мордыяха и Надуйяха, западная часть центрального Ямала [Стрелецкая, Лейбман, 2002]:

1 – песок; 2 – глина; 3 – переслаивание песков, суглинков, глин; 4 – пластовый лед; 5 – линзы криопэггов: а – установленные, б – предполагаемые; 6 – граница комплекса с пластовым льдом. Отложения: gm, m II²⁻⁴ – среднеплейстоценовые гляциально-морские и морские, m III¹ – верхнеплейстоценовые морские, а III–IV – верхнеплейстоценово-голоценовые аллювиальные, а IV – голоценовые аллювиальные, al IV – голоценовые аллювиально-озерные; 7 – реки.

вых работ сотрудников ПНИИИСа встречены пластовые льды, залегающие в два яруса (рис. 11): на глубинах от 2 до 10 м и около 30 м от поверхности [Стрелецкая, Лейбман, 2002]. Здесь же в песчаных морских отложениях позднего плейстоцена описаны криопэги, залегающие примерно на одном гипсометрическом уровне с нижним ярусом пластовых льдов. Пластовые льды показаны и на пойме в месте слияния рек Надуйяха и Сеяха (см. рис. 11).

Голоценовые пластовые льды на п-ове Фошеим, о. Элсмир (около 80° с.ш.) довольно широко распространены. Здесь среднегодовая температура воздуха составляет -19.7 °С, ее среднегодовая амплитуда 43 °С. Таяние ледников на п-ове Фошеим произошло около 9.5 тыс. лет назад. Залежь пластового льда мощностью до 2–3 м и повторно-жильного льда (ПЖЛ) высотой до 7 м [Robinson, Pollard, 1998] были вскрыты в верхней части крутого обрыва на западном берегу ручья Хот Уэзер, в 2.5 км к северу от слияния с р. Слайдр (79°58' с.ш., 84°28' з.д.) (рис. 12, а). В долине ручья

Хот Уэзер обнажается невыветрелый, плохо сцементированный, белый кварцевый песчаник и пласты угля, часто переслаивающиеся с аргиллитом и глинистым сланцем. Коренные породы перекрыты слоем неуплотненных голоценовых морских суглинков и аллювиальных супесей разной мощности.

Мощная залежь голоценового сегрегационного пластового льда исследована в обнажении на р. Слайдр на побережье фьорда Эурека Саунд [Pollard, Bell, 1998]. Мощность пласта достигает 8–9 м (см. рис. 12, б). Контакт с перекрывающими морскими суглинисто-глинистыми осадками – постепенный. Подстилающими пластовой лед отложениями является песчаник. Во льду проанализирован изотопно-кислородный состав. Значения $\delta^{18}\text{O}$ изменяются от -28.9 до -34.8 ‰ в сетчатом льду из перекрывающих суглинков, от -33.0 до -36.8 ‰ в пластовом льду и составляют -36.0 ‰ в ледяном вертикальном шлере из песчаника. Значения $\delta^{18}\text{O}$ льда из вмещающих отложений близки к таковым для пластового льда. Сходство значе-

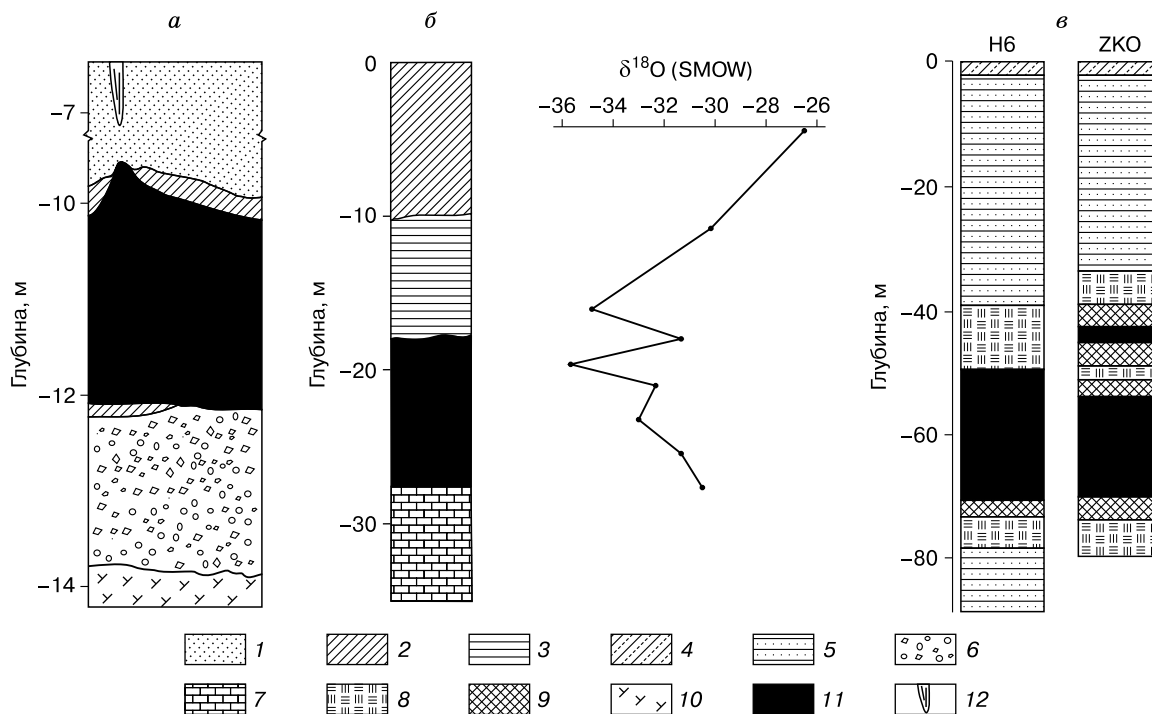


Рис. 12. Пластовые внутригрунтовые льды, залегающие на контакте с коренными дочетвертичными породами на п-ове Фошеим, о. Элсмир, Канада (а, б) и в толще коренных дочетвертичных пород в бассейне р. Хуола в северо-восточном Китае (в):

а – криостратиграфическое строение верхней части разреза на ручье Хот Уэзер (горизонт А), п-ов Фошеим, о. Элсмир [Robinson, Pollard, 1998]; б – строение разреза и значения $\delta^{18}\text{O}$ во льду пластовой ледяной залежи (мощностью до 9 м) и в текстурных льдах вмещающих пласт мерзлых пород в обнажении на р. Слайдр на побережье фьорда Эурека Саунд [Pollard, Bell, 1998]; в – пластовой лед, вскрытый скважинами Н6 (мощность пласта льда более 20 м) и ZKO (пласты льда мощностью 1.8 и 16.45 м) в толще коренных дочетвертичных пород в бассейне р. Хуола [Wang, 1990].

1 – песок; 2 – суглинок; 3 – глина; 4 – четвертичные отложения; 5 – песчаник; 6 – галька и щебень; 7 – выветрелый третичный песчаник; 8 – уголь; 9 – углеродистые аргиллиты; 10 – переработанные отложения формации Эурека Саунд; 11 – пластовый лед; 12 – повторно-жильный лед.

ний $\delta^{18}\text{O}$ предполагает общий источник воды – это атмосферные осадки, выпадающие в очень холодных климатических условиях. Отмечается изменчивость характера изотопной диаграммы по вертикали (см. рис. 12, б), вероятно, связанная с криогенным фракционированием при внутригрунтовом льдообразовании.

Пластовые льды, исследованные на р. Слайдр, отнесены В. Поллардом и Т. Беллом к сегрегационным льдам, так как лед согласно перекрывается вышележащими морскими осадками и имеет внутреннюю слоистость, параллельную верхнему контакту льда с вмещающими отложениями. Для сегрегационного льдообразования в данном районе благоприятными условиями явилось наличие слабо водопроницаемых перекрывающих отложений (суглинков) и высокая водопроницаемость подстилающих отложений (гравия), обеспечивающих поступление достаточного для формирования льда количества воды. Трещины в коренных породах, по мнению С. Робинсона и В. Полларда, могли быть каналами поступления воды из грунтовых вод, находящихся в трещиноватых коренных породах под артезианским давлением. Из более глубоких горизонтов в мерзлые коренные породы происходила инъекция воды под высоким давлением, что было вызвано промерзанием и наличием водоупора. Возраст сегрегационных, и инъекционных пластовых льдов на побережье фьорда Эурека Саунд, несомненно, среднеголоценовый – моложе 7–8 тыс. лет [Pollard, Bell, 1998; Robinson, Pollard, 1998].

Пласт льда в северо-восточном Китае, в бассейне Хуола был встречен Б. Ваном [Wang, 1990] в юрских конгломератах, перекрытых 40-метровым слоем мелко- и грубозернистого песчаника. Здесь в пробуренной в 1985 г. скважине ЗКО вскрыт двухслойный пластовый лед: верхний слой мощностью 1.8 м в интервале 40.0–41.8 м, нижний слой мощностью 16.45 м в интервале 49.16–65.30 м (см. рис. 12, в). Эти два пласта льда разделены углистыми аргиллитами мощностью 7.35 м, а в скважине Н6 пласт льда имеет мощность более 20 м. Лед слегка загрязнен пылеватыми частицами, его минерализация составляет 0.5 г/л. Основание льда совпадает с подошвой многолетнемерзлых пород, при этом лед подстилается немерзлым аргиллитом. Б. Ваном высказано предположение, что лед образовался в результате инъекции воды [Wang, 1990]. Ю.К. Васильчуку представляется, что это скорее сегрегационный лед, поскольку немерзлый трещиноватый аргиллит вряд ли мог обеспечить водонепроницаемость, необходимую для инъекции столь большого объема воды.

Линза голоценового прозрачного горизонтально-слоистого льда на о. Сибирякова в Карском море (мощность до 1.5 м, длина 10 м) встре-

чена О.Л. Опокиной и др. [2010]. Нижняя граница ледяной линзы фестончатая, верхняя – резкая, ровная. Озерный лед пересечен ПЖЛ верхнего яруса, вдоль которых слои торфа и нижняя граница льда изогнуты вверх на 0.2–0.5 м. Изотопный состав линзы льда относительно тяжелый: значения δD варьируют от –108.8 до –121.2 ‰, а $\delta^{18}\text{O}$ – от –14.4 до –17.1 ‰. При этом рассекающий его голоценовый ПЖЛ изотопически легче: значения δD изменяются от –141.4 до –157.9 ‰, а $\delta^{18}\text{O}$ – от –18.8 до –21.1 ‰ [Опокина и др., 2010; Стрелецкая и др., 2012].

Относительно генезиса пластовых льдов в устье р. Сабеттаяха на Ямале наиболее обоснованным нам представляется их формирование в условиях лагуно-морского криолитогенеза, когда по мере утраты связи с морем возникают замкнутые лагуны и начинается промерзание песчано-глинистых отложений, выходящих из-под воды аккумулятивных кос, островов, баров. Можно полагать, что в пределах первой террасы и лайды Обской губы вблизи устья р. Сабеттаяха пластовые залежи относятся преимущественно к внутригрутовым ледяным образованиям, сформировавшимся сингенетически в процессе сегрегационного или инфильтрационно-сегрегационного льдообразования при промерзании водонасыщенных разуплотненных толщ.

Менее вероятно, но полностью не исключена погребенная природа некоторых пластовых залежей в результате катастрофического захоронения припайных льдин или стамух. Коричневый цвет льда может быть следствием загрязнения озерным илом, на что указывает также прослой незасоленных черных илов в толще коричневого неслоистого льда в устье р. Сабеттаяха в скв. 12 [Васильчук и др., 2015]. Авторам представляется, что ледяные пласты в голоценовых отложениях близ устья Сабеттаяхи гетерогенны.

В работах В.А. Усова [1967] и А.Н. Хименкова [1985] показано, что на стадии обмеления и осушения морского побережья (по-видимому, также лагуно-морского, озерного и речного), когда поверхность дна начинает обнажаться, она изобилует многочисленными лагунами и озерцами, соединенными небольшими речками, ручьями. Это формирует весьма пеструю, мозаичную геоэкологическую ситуацию. Осушенные или осушающиеся перемычки между лагунами и озерами начинают промерзать раньше, когда под водоемами существуют сквозные или несквозные талики. Это приводит к формированию вертикальных экранов, стенок, сложенных мерзлыми породами. В условиях несквозных таликов при наличии неглубоко залегающих мерзлых пород возникают обособленные замкнутые “котлы” – ячейки водонасыщенных талых отложений и подземных вод, ограни-

ченные мерзлыми отложениями. Эти “котлы” постепенно все больше сжимаются при дальнейшем осушении и дренировании вод из изолированных лагун и озер и испытывают возрастающее воздействие гидростатического давления. При дальнейшем промерзании этих обособленных “котлов” часть воды переходит в лед в процессе сегрегационного льдовыделения, а часть под действием значительного гидростатического давления создает инъекционно-сегрегационные ледяные структуры, в которых залегание слоев часто приобретает наклонное, субвертикальное и даже вертикальное положение.

ВЫВОДЫ

1. В отложениях лайды и первой лагунно-морской террасы в районе пос. Сабетта охарактеризованы многоярусные (до четырех ярусов) пластовые ледяные залежи (мощностью около 1–3 м), залегающие на глубинах 1–8 м от поверхности и имеющие простирание свыше 50 м.

2. В толще засоленных отложений в районе пос. Сабетта обнаружено многоярусное (до трех ярусов) залегание криопэггов с минерализацией до 93 г/л.

3. Под руслом р. Сеяха (Мутная) описаны пластовые льды мощностью от 7 до 9 м, залегающие на глубине 12 м.

4. В отложениях первой аллювиальной террасы в районе пос. Гыда охарактеризованы многоярусные (до четырех ярусов) пласты льда мощностью до 0.4 м, имеющие простирание до 8 м.

5. Сопоставление изотопного состава пластовых ледяных залежей линз у поселков Сабетта и Гыда выявило контрастное распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ по вертикали и по простиранию, что дает основание для выделения индикационного типа распределения изотопного состава в сегрегационных или инфильтрационно-сегрегационных многоярусных ледяных пластах и указывает на их внутригрунтовую природу.

6. По соотношению анионов хлора и сульфатов пластовых льдов разного типа в устье р. Сабеттаяха показано, что вертикально-слоистый коричневый лед сформировался при промерзании песков, насыщенных водами Обской губы, коричневый неслоистый лед мог сформироваться в результате промерзания вод подозерного талика, происхождение белого ультрапресного льда также можно связать с озерными и речными водами.

7. Особенности палиноспектров пластовых льдов в устье р. Сабеттаяха указывают на внутригрунтовый генезис ледяных залежей. Учитывая наличие водорослей, можно говорить о формировании льдов при промерзании отложений подозерных таликов или донных осадков Обской губы.

8. Сопоставление пластовых льдов в голоценовых отложениях близ пос. Сабетта с пластовыми льдами других регионов криолитозоны показало, что пластовые ледяные залежи встречаются в заведомо неледниковых отложениях.

9. Наличие широкого спектра неледниковых отложений, в которых встречаются пластовые ледяные залежи (от скальных и полускальных до четвертичных пород до современных морских отложений на пляжах и под дном северных морей и голоценовых террас, пойм и лайд), заставляет существенно пересмотреть все плейстоценовые залежи и их генетическую интерпретацию с позиции автохтонного внутригрунтового, а не аллохтонного глетчерного формирования.

Авторы благодарны профессору В.Т. Трофимову за критические и конструктивные замечания.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (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., Васильчук Ю.К.** Локальные палиноспектры – новый критерий неледникового генезиса пластовых льдов // Докл. РАН, 2010, т. 433, № 3, с. 655–661.
- Васильчук А.К., Васильчук Ю.К.** Инженерно-геологические и геохимические условия полигональных ландшафтов острова Белый (Карское море) // Инж. геология, 2015, № 1, с. 50–65.
- Васильчук Ю.К.** Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций): В 2 т. М., Отдел теор. проблем РАН, МГУ, ПНИИИС, 1992, т. 1, 420 с.; т. 2, 264 с.
- Васильчук Ю.К.** Гомогенные и гетерогенные пластовые ледяные залежи в многолетнемерзлых породах // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 1, с. 40–51.
- 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.
- Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К. и др.** Голоценовые многоярусные пластовые льды в устье реки Сабеттаяха, полуостров Ямал // Криосфера Земли, 2015, т. XIX, № 4, с. 39–53.
- 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.
- Григорьев Н.Ф.** Криолитозона прибрежной части Западного Ямала / Н.Ф. Григорьев. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1987, 112 с.
- Дубиков Г.И.** Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири / Г.И. Дубиков. М., Геос, 2002, 246 с.
- Кореновская И.М., Тарасов М.Н.** К вопросу о формировании ионного состава и минерализации льда пресных вод при различных условиях // Гидрохим. материалы, 1968, т. XLVII, с. 77–87.
- Крицук Л.Н.** Подземные льды Западной Сибири / Л.Н. Крицук. М., Науч. мир, 2010, 351 с.

Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск, Наука, 1995, 198 с.

Оленченко В.В., Шейн А.Н. Геокриологическое строение пойменных и надпойменных отложений р. Юрибей (Ямал) по данным электрических зондирований // Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2012. VIII Междунар. науч. конф.: Сб. материалов. Новосибирск, СГГА, 2012, т. 1, с. 33–37.

Опокина О.Л., Слагода Е.А., Стрелецкая И.Д. и др. Криолитология, гидрохимия и микробиология голоценовых озерных и повторно-жильных льдов о-ва Сибирякова Карского моря // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. М., Геос, 2010, вып. 10, с. 241–247.

Пономарев В.М. Формирование многолетнемерзлых горных пород и подземных вод на мелкоморье северных морей // Физико-химические процессы в промерзающих и мерзлых горных породах. Л., Изд-во АН СССР, 1961, с. 95–101.

Стрелецкая И.Д., Лейбман М.О. Криогеохимическая взаимосвязь пластовых льдов, криопэггов и вмещающих их отложений Центрального Ямала // Криосфера Земли, 2002, т. VI, № 3, с. 15–24.

Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Слагода Е.А., Опокина О.Л., Облогов Г.Е. Полигонально-жильные льды на острове Сибирякова (Карское море) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География, 2012, № 3, с. 57–63.

Усов В.А. Криогенное строение и особенности формирования многолетнемерзлых отложений лагунного берега (на примере о. Вилькицкого в Карском море) // Мерзлотные исслед., 1967, вып. 7, с. 199–210.

Фотиев С.М. Закономерности формирования ионно-солевого состава природных вод Ямала // Криосфера Земли, 1999, т. III, № 2, с. 40–65.

Хименков А.Н. Формирование криогенного строения морских отложений: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1985, 23 с.

Gibson J., Prowse T. Isotopic characteristics of ice cover in a large northern river basin // Hydrol. Process., 1999, vol. 13, p. 2537–2548.

Gibson J., Prowse T. Stable isotopes in river ice: identifying primary over-winter streamflow signals and their hydrological significance // Hydrol. Process., 2002, vol. 16, p. 873–890.

Pollard W., Bell T. Massive ice formation in the Eureka Sound Lowlands: A landscape model // Permafrost. Proc. of the Seventh Intern. Conf. Québec, Canada, Univ. Laval, Collect. Nordicana, 1998, No. 57, p. 903–908.

Robinson S., Pollard W. Massive ground ice within Eureka Sound bedrock, Fosheim Peninsula, Ellesmere Island, N.W.T. // Ibid., p. 949–954.

Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Davis M.E. et al. Holocene – Late Pleistocene climatic ice core records from Qinghai-Tibetan Plateau // Science, 1989, vol. 246, No. 4929, p. 474–477.

Wang Baolai. Massive ground ice within bedrock // J. Glaciol. and Geocryol., 1990, vol. 12, No. 3, p. 209–218 (на кит. яз.).

Wang Shaolin, Li Weiqian. First Discovery of the Deep-Buried Lake Ice in Source Region of the Yellow River // Ibid., p. 201–207 (на кит. яз.).

*Поступила в редакцию
12 января 2015 г.*