

Подземные льды и наледи

УДК 551.328; 551.345

doi:10.15356/2076-6734-2015-2-93-102

Погребённые и внутригрунтовые пластовые льды на западном побережье Байдарацкой губы Карского моря

© 2015 г. Н.Г. Белова

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова
nataliya-belova@ya.ru

Buried and Massive Ground Ice on the West Coast of Baidaratskaya Bay in the Kara Sea

N.G. Belova

Lomonosov Moscow State University

Статья принята к печати 16 февраля 2015 г.

Арктические низменности, Западная Сибирь, многолетнемёрзлые породы, неоплейстоцен, палеогеография, пластовые льды, стабильные изотопы воды. Arctic lowlands, massive ground ice, Neo-Pleistocene, paleogeography, perennially frozen rock, stable water isotopes, West Siberia.

На основе данных о строении, условиях залегания и изотопном составе пластовых льдов на западном побережье Байдарацкой губы установлено, что даже залегающие в одном разрезе пластовые залежи могут относиться к разным генетическим типам. Выделены две группы пластовых льдов: 1) мощные (> 3 м) залежи погребённого базального ледникового льда; 2) небольшие залежи (< 3 м), сформировавшиеся как внутри грунта, так и при погребении небольших первично-поверхностных ледяных тел. Песчаная толща, вмещающая пластовые льды обеих групп, начала формироваться до захоронения ледникового льда. В результате наступания и последующей деградации ледника, спускавшегося, вероятно, с хр. Пай-Хой или с Полярного Урала, его нижние части были законсервированы в мёрзлой толще.

Using data on the structure, conditions of occurrence (bedding), and the isotope composition of massive ice beds on the West coast of Baydaratskaya Bay it was established that the massive ice beds even occurring in the same outcrop may be related to different genetic types. There are two groups of the massive ice: 1) the «upper» thick (> 3 m) massive ice beds composed by buried basal glacier ice; and 2) the «lower» small ice beds (< 3 m), formed both intra-sedimentally and as a result of burial of initially surface ice bodies. Sand thickness which included both groups of the massive ice started its formation before the glacial ice burial. As a result of advancing and later degradation of the glacier, probably moving from the Pay-Khoy ridge or from the Polar Ural, its lower (basal) parts were preserved within the permafrost thickness.

Введение

В статье мы принимаем, что к пластовым льдам относятся ледяные тела в форме пластов мощностью более 1 м [10, 24]. Таким образом, пластовый лёд — термин морфологический и большинство исследователей признают различные механизмы его формирования как в неодинаковых геологических условиях, так и в одном разрезе [2–4, 10, 13, 18, 19]. При этом одни и те же залежи интерпретируются разными авторами как первично-поверхностные или как изначально внутригрунтовые. Исследователи пластовых льдов Канадской Арктики считают, что пластовые залежи в основном внутригрунтовые, хотя часть из них представляет собой фрагменты базального ледникового льда [18, 19, 24]. А источником влаги для образования внутригрунтовых залежей выступают талые ледниковые воды, поступавшие под гидростатическим давлением к кровле аградирующей мерзлоты вблизи края от-

ступающего покровного ледника [27]. Мнения же об условиях формирования пластовых льдов Российской Арктики расходятся гораздо сильнее.

Постановка проблемы. Именно по арктическим низменностям Западной Сибири существуют наибольшие разногласия по проблеме генезиса пластовых льдов. Дискуссионен сам вопрос происхождения вмещающих льды новейших отложений региона, поэтому обоснование того или иного механизма формирования пластовых льдов послужило бы аргументом в пользу одной из геологических концепций. Концепции эти можно разделить на ледниковые [2, 5, 6, 8, 14, 17, 28 и др.] и неледниковые [3, 7, 15 и др.]. Нет единого представления не только о генезисе конкретных толщ, но и о стратиграфии и корреляции разрезов из разных частей региона. Настоящая статья посвящена вопросу происхождения толщ с пластовыми льдами в районе устья р. Оюяха на западном побережье Байдарацкой губы (рис. 1), ответ на который позволил



Рис. 1. Район исследований
Fig. 1. Study area

бы определить палеогеографическую ситуацию во время формирования пластовых льдов.

Методика исследований

Более чем полувековое изучение пластовых льдов ещё не позволило разработать универсальный метод, с помощью которого можно однозначно определить генезис конкретной залежи. Для установления происхождения пластовых льдов исследователи используют комплекс методов [19, 22, 23], который был применён и в данном исследовании при характеристике пластов льда и вмещающих отложений. Сбор полевого материала проведён автором на западном побережье Байдарацкой губы в 2005–2007 и 2012 гг. В районе устья р. Оюяха обследовано 30 км берега между островами Торасовэй и Левдиев. Отложения изучались в расчистках, контакты осадочных тел прослеживались вдоль берегового уступа.

Всего описано и опробовано восемь опорных обнажений пластовых льдов. Проанализирован их изотопный состав (^{18}O и D; 59 образцов, масс-спектрометр Delta-S (DIFE)); исследован химический состав водной вытяжки из вмещающих льды отложений (пять образцов); в полевых условиях в поляризованном свете охарактеризована кристаллическая структура льда (66 образцов); получены радиоуглеродные датировки вмещающих пластовых льды отложений (использовались жидко-сцинтилляционный α/β спектрометр-радиометр Quantulus 1220,

PerkinElmer, Финляндия (образцы с индексом ИГАН проанализированы в Институте географии РАН) и сцинтилляционный β -спектрометр (образцы с индексом ГИН проанализированы в Геологическом институте РАН); определён состав пыли и спор во льду (три образца [3]). Анализ химического состава пластовых и иных типов льдов и природных вод дан в работе [1] (пластовые льды – ультрапресные, среди катионов преобладают Na^{2+} и Ca^{2+}).

Результаты исследований

Состав и строение отложений, вмещающих пластовые льды. В районе устья р. Оюяха вдоль берега Байдарацкой губы простирается увалистая равнина высотой 25–45 м. В прибрежной полосе она снижается до 15–20 м и содержит многочисленные термокарстовые котловины (хасыреи). Основание многих разрезов сложено глинистой толщей с обломочным материалом, которую Ф.А. Романенко с соавторами [12] соотносят с «карским диамиктоном» В.Н. Гатаулина [5]. Её неровная кровля, часто уходящая под урез моря, со стратиграфическим несогласием перекрывается сложно построенной песчаной толщей мощностью до 28 м, вмещающей пластовые льды (рис. 2, таблица). Для толщи получено четыре датировки: от 22,5 до 49,6 тыс. ^{14}C л.н. [1]. Гранулометрический состав осадков, чередование гравийно-песчаных и суглинистых прослоев, состав диатомовых водорослей, спорово-пыльцевые спектры, а также результаты химического анализа водной вытяжки указывают на формирование толщи в условиях перигляциальной озёрно-аллювиальной равнины [12, 13].

Условия залегания пластовых льдов и криолитологическое строение вмещающих отложений. Пластовые льды приурочены к самым высоким и наименее изменённому термокарстом участкам поверхности. Зафиксированная мощность пластов – до 6–7 м, протяжённость – до 100 м. Они вскрываются на абсолютных высотах 0–15 м, вероятно, спускаясь ниже уровня моря. На основе различий в мощности, строении и изотопном составе льда залежи были разделены на две группы: более мощные «верхние» пластовые льды (рис. 3) залегают на высотах 9–15 м, «нижние» занимают от 0 до 9 м, иногда встречаясь на высоте до 13,5 м. В большей части разрезов встречается лёд

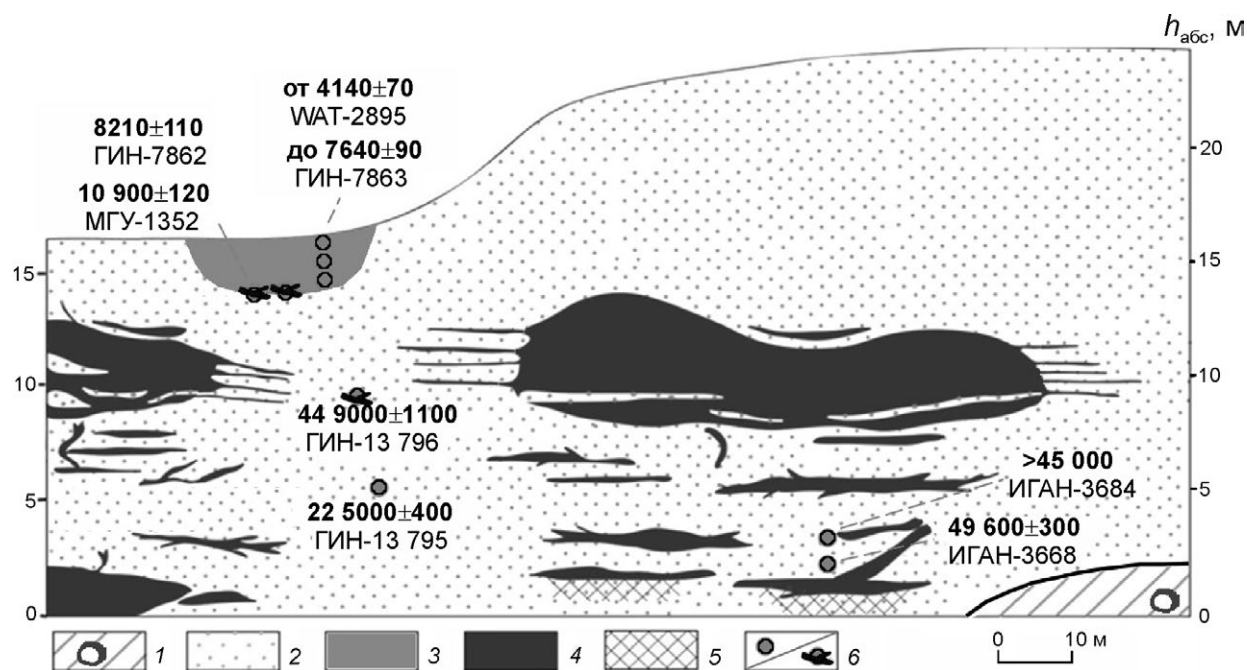


Рис. 2. Схема строения береговых уступов в районе устья р. Оюяха:

1 – глины с включениями валунов; 2 – пески с галечно-гравийными прослоями, галечники; 3 – торф; 4 – лёд; 5 – ледогрунт; 6 – радиоуглеродные датировки (по торфу и детриту/по древесине [1, 13])

Fig. 2. Cross-section of the outcrops in the Oyuyakha mouth area:

1 – clays with boulders; 2 – sands with gravel-cobble interbeds; 3 – peat; 4 – ice; 5 – icy sediments; 6 – ^{14}C dates (by peat and detrit/ by wood [1, 13])

одной из групп, и только в одном обнажении отмечены оба типа залежей. Верхние пластовые льды имеют несогласный с вмещающими отложениями верхний контакт и подстилаются мёрзлой толщей с ледогрунтовыми жилами; у нижних пластовых льдов несогласий не отмечается. Более детально условия залегания и характеристики пластовых льдов приведены в таблице.

Строение льда. Строение пластовых залежей описывалось с помощью терминов фаций льда, применяемых при изучении базального ледникового льда [20]. Под фацией льда понимается составная часть ледяного тела, литологические или структурные характеристики которой позволяют отделить её от остальных составных частей массива льда [20]. Хотя термин относится ко всем характеристикам льда, на практике фации льда выделяются по их внешним признакам, преимущественно по расположению и концентрации грунтовых включений, а также, в меньшей степени, по концентрации и/или размеру воздушных пузырьков [20].

В изученных нами пластовых льдах выделено три основных фации льда: слоистый, пу-

зырчатый и стекловидный. Верхние пластовые льды сложены преимущественно фацией слоистого льда (рис. 4), которая по строению аналогична слоистым фациям базального льда современных ледников [25 и др.]. Именно в этих пластах зафиксированы складчатые и сдвиговые деформации льда. Нижние льды представлены двумя подгруппами льдов – слоистыми и стекловидными. Преобладают слоистые залежи (см. таблицу), причём слоистость во льду повторяет изгибы кровли пласта. У подножия берегового уступа обнаружены залежи, полностью сложенные чистым стекловидным льдом.

Изотопный состав льда. Проанализированы изотопные данные образцов 1990, 1991 и 1993 гг. [9, 13], а также собственные материалы 2006 и 2007 г. В 1990, 1991 и 1993 гг. отбирались образцы только из нижних льдов у подножия берегового уступа; в 2006 г. впервые был исследован изотопный состав мощных верхних пластовых льдов. По результатам анализа образцов 2006–2007 гг., выполненного в лаборатории Института полярных и морских исследований им. А. Вегенера, Потсдам (д-р Х. Мейер),

Состав и строение двух групп пластовых льдов и вмещающих их отложений, условия залегания пластовых льдов в районе устья р. Оюяха

«Верхние» пластовые льды	«Нижние» пластовые льды
<p align="center"><i>Состав и строение вмещающих отложений</i></p> <p>Льды залегают в песчаной толще, сложенной мелко-, тонкозернистыми и пылеватыми песками, обогащёнными растительным детритом или оторфованными. Слоистость песков косая, наклонная и волнистая; к пачкам с косой или волнистой слоистостью приурочены прослои окатанного каменного угля галечной размерности. Часты прослои супесей и суглинков; переходы между литологическими разностями постепенны. Толща содержит обломки и створки морских моллюсков, кости и бивни мамонтов [12]. Песчаная толща практически не засолена — содержание легкорастворимых солей варьирует от 30–450 мг/л в песках до 3,8 г/л в глинах [1, 9]. В спектре анионов в песках преобладают SO_4^{2-} и HCO_3^-, в глинах — Cl^-; в катионном составе — Ca^{2+}, Na^+ и K^+.</p>	
<p align="center"><i>Датирование вмещающих отложений</i></p> <p>Из ненарушенных термокарстом отложений песчаной толщи получено четыре радиоуглеродные датировки от 22,5 до 49,6 тыс. ^{14}C л.н. [1]. Из перекрывающих толщу озёрных и торфяно-болотных отложений получена серия датировок от 10,9 до 4,1 тыс. ^{14}C л.н. [13].</p>	
<p align="center"><i>Криогенное строение вмещающих отложений</i></p> <p>Основная особенность толщи — наличие пластовых льдов. Песчаная толща характеризуется массивной криогенной текстурой. Под «верхними» льдами (до $h_{\text{абс}} = 15$ м) залегают отдельные ледяные линзы и прослои мощностью 10–40 см и протяжённостью несколько метров, сложенные чистым льдом с редкими грунтовыми прослойками. Такие же линзы мощностью ~0,3 м местами залегают непосредственно над кровлей «верхних» льдов. Под двумя из изученных «верхних» залежей в 0,3 м от нижнего контакта вскрыты ледогрунтовые жилы высотой до 1,5 м, часто косые и наклонные. Стенки жил — ледяные, средняя часть заполнена слоистым суглинистым материалом из вышележащих горизонтов. Нижние 0,5 м одной из жил шириной около 20 см полностью сложены льдом. В строении жил нет следов повторного растрескивания. В отдельных обнажениях к кровле «нижних» льдов прилегают ледогрунтовые жилы длиной до 1 м; вмещающие их отложения несут следы криотурбации.</p>	
<p align="center"><i>Условия залегания пластовых льдов</i></p> <p>Залегают в интервале высот 9–15 м; мощность пластов 3–6 м. Верхние и нижние границы чёткие. Слоистость пластов хорошо сечётся верхним контактом — имеет место стратиграфическое несогласие. Перекрывающие отложения на контакте со льдом имеют косую или горизонтальную слоистость, местами чёткую косую слоистость; в перекрывающих отложениях нет следов постседиментационных деформаций.</p>	<p>Вскрываются на абсолютных высотах 0–13,5 м; мощность до 3 м. Встречено две подгруппы залежей: слоистые и стекловидные. Слоистые залежи, залегающие согласно с вмещающими отложениями, составляют основную часть пластовых льдов «нижней» группы. Стекловидные пластовые льды, видимой мощностью до 2,5 м, вскрываются только у подножия берегового уступа (до $h_{\text{абс}} = 4$ м).</p>
<p align="center"><i>Строение льда</i></p> <p>Залежи имеют субгоризонтальную слоистость за счёт грунтовых включений: от крупных прослоев (мощностью до 0,3 м) до уровня фаций (мощностью от долей миллиметра до первых сантиметров). Местами слои смяты в пологие складки с размахом крыльев 1,5 м. Слоистость рассечена прослоями льда, наклонёнными под углом от 90 до 30° к основной слоистости. Встречаются сложные Z-образные складки, образованные по залеченным плоскостям скола, сходные с ледниковыми. Преобладает фация слоистого льда, в нижних частях крупных залежей — субфация мутного льда, равномерно насыщенного грунтовыми включениями. Слоистый лёд преимущественно среднекристаллический. Медианный диаметр кристаллов 0,5–1 см; в скоплениях грунтовых взвесей — меньше 1 мм, а в секущих слоистость прослоях стекловидного льда — до 10–25 см. Встречается фация чистого пузырчатого льда, отличающегося большим количеством воздушных включений округлой формы диаметром от долей миллиметра до 0,3–0,5 мм; медианный диаметр кристаллов 0,3–1 см. Имеются отдельные включения грунтовых взвесей, редко — маломощные прослои грунта.</p>	
<p align="center"><i>Изотопный состав льда (‰ относительно SMOW; по образцам, отобраным в 2006–2007 гг.)</i></p> <p>$\delta^{18}\text{O}$: от –21,8 до –15,0 ‰, среднее –18,4 ‰ (по 44 образцам); δD: от –164 до –121 ‰, среднее –14 ‰ (по 43 образцам).</p>	
<p>Слоистые залежи сложены преимущественно фацией слоистого льда, представленного чередованием мутных за счёт грунтовых взвесей, прозрачных и грунтовых (песчаных) прослоев мощностью от миллиметра до первых сантиметров; лёд мелко- и среднекристаллический. Слоистость в целом параллельна направлению простирания пласта, складчатые и разрывные деформации слоистости отсутствуют. Отличительная особенность «нижних» слоистых льдов — наличие фации прозрачного пузырчатого льда с удлинёнными воздушными пузырьками, ориентированными перпендикулярно слоистости и местами отходящими от грунтовых прослоев во льду. Медианный диаметр кристаллов 0,5–1 см. Типичная для «верхних» пластовых льдов фация чистого пузырчатого льда отсутствует. Залежи стекловидного льда резко отличаются от прочих пластовых льдов. Они целиком сложены прозрачным «хрустальным» льдом, практически лишённым каких-либо включений. Медианный диаметр кристаллов составляет 0,5–1,5 см (Т.В. Амплеева, архив НИЛГЭС).</p>	
<p>$\delta^{18}\text{O}$: от –25,2 до –16,2 ‰, среднее –21,6 ‰ (по 15 образцам); δD: от –192 до –121 ‰, среднее –163 ‰ (по 14 образцам).</p>	

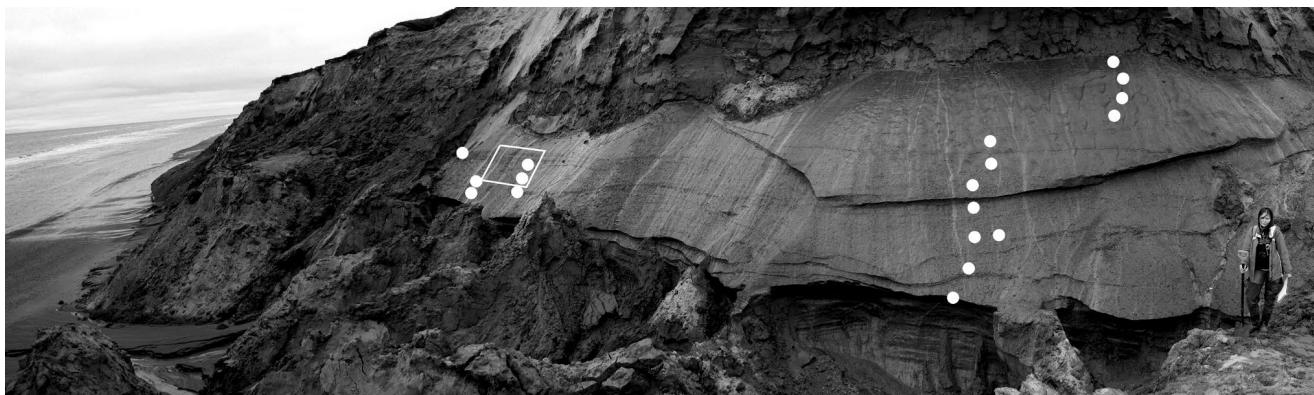


Рис. 3. «Верхний» пластовый лёд мощностью до 3,5 м в 4,5 км к востоку от устья р. Оюяха. Отмечены места отбора образцов на изотопные исследования; рамкой показано положение рис. 4, б

Fig. 3. «Upper» massive ice bed up to 3.5 m thick, 4.5 km east of Oyuyacha River mouth. Sampling sites for isotopic analysis are marked by white dots; frame shows the location of Fig. 4, б

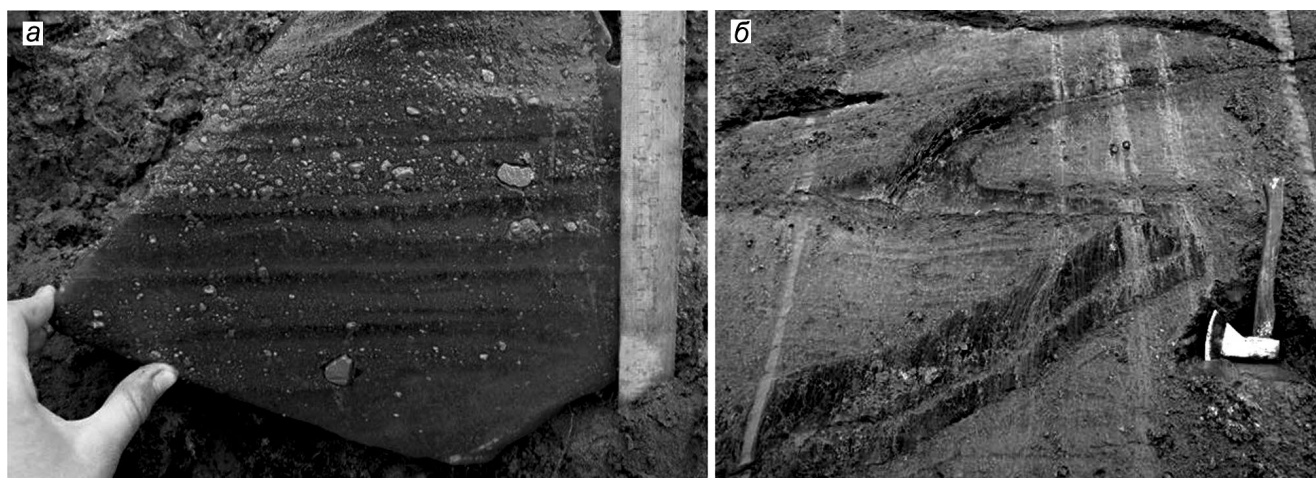


Рис. 4. Слоистый лёд «верхних» пластов характеризуется параллельной слоистостью с включениями глинистых окатышей (а) и наличием следов сдвиговых деформаций (б)

Fig. 4. Stratified ice of the «upper» level of massive ice is characterized by planar lamination with inclusions of clay balls (a) and shear strain features (б)

значения $\delta^{18}\text{O}$ в двух обнажениях верхних пластовых льдов составили в среднем $-18,8\text{‰}$ и $-18,3\text{‰}$ (по 10 и 34 образцам соответственно), а в двух обнажениях нижних льдов $-21,7\text{‰}$ и $-21,5\text{‰}$ (по девяти и шести образцам соответственно). Лёд верхних пластов по изотопному составу тяжелее, чем лёд нижних пластов в среднем на $3,2\text{‰}$ по кислороду и 23‰ по дейтерию (рис. 5, см. также таблицу). Разброс значений $\delta^{18}\text{O}$ значителен, обычно колебания состава одной залежи находятся в пределах $5\text{--}6\text{‰}$. Рассчитано соотношение между δD и $\delta^{18}\text{O}$: $\delta\text{D} = 7,49\delta^{18}\text{O} - 2,21$. В крупной залежи льда мощностью 3,5 м (см. рис. 3) наблюдается неко-

торое утяжеление изотопного состава к верхней части залежи (см. рис. 5, а). Между значениями δD и дейтериевым эксцессом d_{exc} нет заметной связи (коэффициент корреляции $0,18$ – см. рис. 5, б). В залежах двух групп закономерности соотношения стабильных изотопов воды близки друг к другу (рис. 6).

Палиноспектры во льду. Состав пыльцы и спор в верхнем пластовом льду определён в конце 2011 г. А.К. Васильчук [3]. Доминируют типично тундровые компоненты – пыльца карликовой берёзки и осок, споры зелёных мхов, но практически отсутствует дальнезаносная пыльца древесных пород.

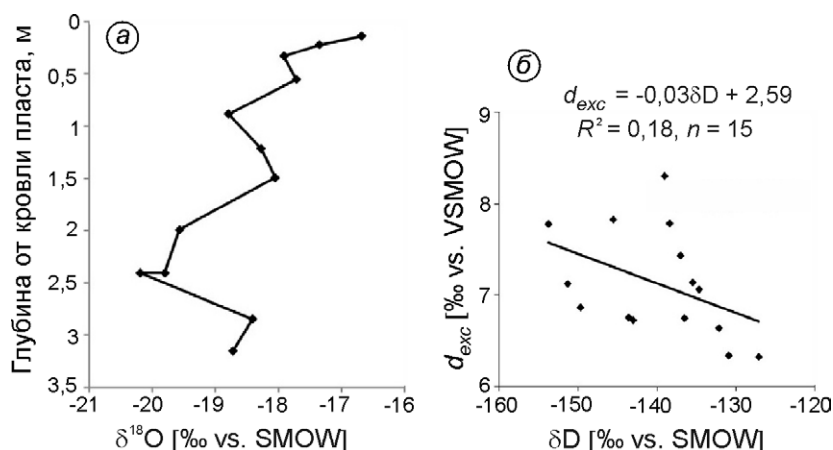


Рис. 5. Состав стабильных изотопов воды в залежи «верхнего» пластового льда в 4,5 км к востоку от устья р. Оюяха:

a – вертикальный профиль изменения $\delta^{18}\text{O}$; *b* – соотношение δD - d_{exc} . SMOW – стандарт средней океанической воды

Fig. 5. Stable water isotopes content in «upper» massive ice, 4,5 km to the east of the mouth of the Oyuyakha River:

a – vertical profile of $\delta^{18}\text{O}$ variations; *b* – δD - d_{exc} relation. SMOW – Standard Mean Oceanic Water

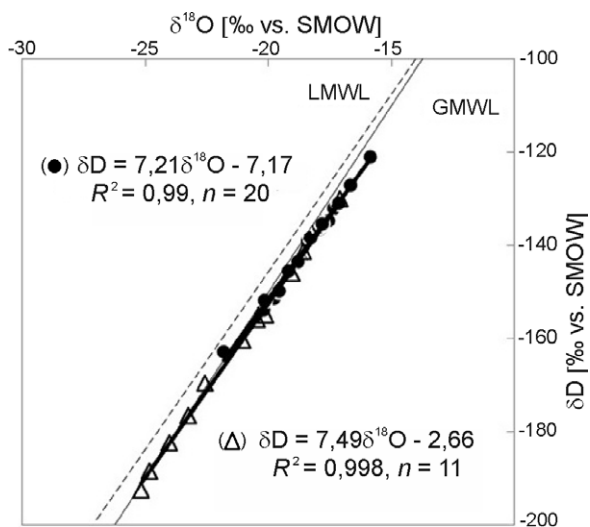


Рис. 6. Соотношение $\delta^{18}\text{O}$ и δD в «верхних» (●) и «нижних» (Δ) пластовых льдах.

GMWL = глобальная линия метеорных вод ($\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$); LMWL = локальная линия метеорных вод для Амдермы ($\delta\text{D} = 7,62\delta^{18}\text{O} + 6,86$ [22], см. рис. 1)

Fig. 6. $\delta^{18}\text{O}$ - δD diagram of «upper» (●) and «lower» (Δ) massive ice levels.

GMWL = global meteoric water line ($\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$); LMWL = local meteoric water line for Amderma ($\delta\text{D} = 7,62\delta^{18}\text{O} + 6,86$ [22], see Fig. 1)

Обсуждение результатов

Вмещающая пластовые льды толща континентальных отложений формировалась в результате поступления с Полярного Урала аллювиально-пролювиальных и отчасти водно-ледниковых

осадков. Многочисленные фациальные переходы в песчано-гравийно-галечниковых толщах обусловлены аллювиальной переработкой в пределах озёрно-аллювиальной равнины. Линзы и прослои галечников могут отражать этапы активизации эрозии в прилегающей части Полярного Урала, сопровождавшиеся образованием гравийно-галечных шлейфов. Вероятно, в результате активизации сноса материала и русловых переформирований были периоды достаточно быстрого накопления отложений, когда возникали условия для погребения и консервации ледяных тел. Инверсионное положение дат 22,5 и 44,9 тыс. ^{14}C л.н. мы объясняем тем, что верхняя датировка получена по переотложенному материалу – окатанным обломкам древесины. На противоположном берегу Байдарацкой губы, в устье р. Яраяха (см. рис. 1), датирована песчано-суглинистая толща, аналогичная вмещающей изученные льды. Пять датировок находятся в интервале от 19 до 30 тыс. л.н. [6, 13]. Предположительно, толщи на обоих берегах губы сформировались в каргинско-сартанское время.

Залегание пластовых льдов в толще континентальных отложений отличает их от других хорошо изученных в регионе разрезов с пластовыми льдами – урочища Шпиндлер [10] и района полярной станции Марре-Сале [5, 15], где льды вскрыты в засоленных толщах. Судя по радиоуглеродным датировкам вмещающих отложений, изученные льды – одни из наиболее молодых в регионе.

«Верхние» пластовые льды. Условия залегания мощных залежей верхних пластовых льдов указывают на их погребение. Во-первых, верхний контакт залежей — эрозионный, с угловым несогласием срезающий слоистость во льду. Контакт первичный, несогласие не связано с протаиванием и повторным промерзанием после формирования толщи, так как в перекрывающих озёрно-аллювиальных отложениях нет нарушений изначальной потоковой слоистости. В.И. Соломатин [14] считает несогласный верхний контакт пластовых льдов с перекрывающими отложениями одним из главных признаков погребённой природы залежей вместе с дислоцированным строением льда. Кроме того, наличие непосредственно под верхними пластовыми льдами ледогрунтовых жил показывает, что подстилающая часть песчаной толщи уже промёрзла к моменту формирования залежей. Концентрическое расположение воздушных пузырьков в нижней части описанной жилы (см. таблицу) со скоплением воздушных включений в средней части свидетельствует о замерзании воды от стенок к центру. Вероятно, после формирования широкой морозобойной трещины сначала её заполнили талые воды, а потом уже — грунтовый материал. Таким образом, вышележащие пластовые льды формировались над мёрзлыми отложениями. Это исключает возможность подтягивания воды снизу, например при промерзании талика; именно погребённый генезис данных льдов наиболее вероятен.

Верхние пластовые льды можно отнести к ледниковому льду на основании двух характеристик: сложного строения залежей с лежащими складками и сдвиговыми деформациями; сходства текстуры с базальным льдом ледников. Дж. Мертон с соавторами [25] при изучении материалов по Канадской Арктике также считали признаками захороненного базального ледникового льда сходство фаций и групп фаций в пластовых льдах и базальных горизонтах современных ледников, а также несогласный эрозионный верхний контакт пластовых льдов.

В холодных ледниках мощность горизонта базального льда может достигать нескольких десятков метров в отличие от тёплых ледников, где температура на ложе близка к точке таяния льда [21]. Верхние пластовые льды могут быть остатками придонной части холодного ледника, под которым сохранились мёрзлые породы, сформировавшиеся до наступания ледника.

Отсутствие связи между δD и d_{exc} в мощных залежах пластовых льдов (см. рис. 5, б) показывает, что формировались они не в результате замерзания единого объёма жидкой воды. Как отмечает Д. Ласелль [22], во многих исследованиях параметр d_{exc} используется для определения происхождения подземных льдов. Однако его величина не даёт достаточной информации о генезисе льда, так как зависит от условий промерзания. Целесообразнее рассматривать взаимосвязь между δD и d_{exc} . Отсутствие её означает атмосферное происхождение влаги, а отрицательная взаимосвязь указывает на промерзание единого объёма воды [22]. Значительные колебания изотопного состава в крупных залежах (5–6 ‰ по $\delta^{18}O$ в пределах одной залежи) и отсутствие чёткого вертикального тренда изменения содержания изотопов ^{18}O и D также отрицают промерзание единого объёма воды.

Заметное сходство изотопного состава наблюдается для верхних пластовых льдов и льдов современных полярных ледниковых куполов. 461-метровый керн из ледника Вавилова (о. Октябрьской Революции, Северная Земля), сформировавшийся, вероятно, в течение всего голоцена, характеризуется вариациями изотопного состава в чистом льду $\delta^{18}O = -17 \div -22$ ‰ со средними величинами около -20 ‰ [11]. В куполе Академии Наук (о. Комсомолец, Северная Земля) среднегодовые значения $\delta^{18}O$ за последние 115 лет изменялись от $-16,6$ до $-24,6$ ‰ (с разбросом $7,9$ ‰), составив в среднем $-20,2$ ‰ [26]. Таким образом, разброс значений $\delta^{18}O$ в верхних залежах схож с таковым в современных арктических ледниковых куполах — среднее значение $\delta^{18}O$ тяжелее лишь на 2 ‰ (см. таблицу). В момент формирования пластовых льдов средние зимние температуры в районе исследований, определяющие изотопный состав снега, были близки к современным на островах Российской Арктики. Базальный ледниковый лёд отличается по изотопному составу от атмосферного и может быть частично обогащён тяжёлыми изотопами в результате таяния и повторного замерзания части льда [21]. Однако маловероятно, что мощные залежи представляют собой остатки базального льда именно покровного ледника, так как их изотопный состав сравнительно тяжёлый. Верхние пластовые льды могут быть остатками базального льда выводных ледников с центром на Пай-Хое или Полярном Урале.

Сходные выводы о средних зимних температурах в момент формирования пластовых льдов можно сделать при сравнении изотопного состава пластовых льдов и современных снежников. Изотопный состав пластовых льдов обеих групп у устья р. Оюяха легче, чем в современных снежниках на Полярном Урале ($\delta^{18}\text{O} = -17 \div -11 \text{‰}$), но тяжелее по сравнению со снежниками на островах Канадской Арктики ($\delta^{18}\text{O} = -42 \div -19 \text{‰}$; $-33 \div -24 \text{‰}$) [4]. Климатические условия при образовании и захоронении многолетних снежников, образовавших часть нижних пластовых льдов, были холоднее современных, но не были столь суровы как сейчас в Канадском Арктическом архипелаге.

Традиционно коэффициент между $\delta^{18}\text{O}$ и δD меньше шести указывал на формирование льда при замерзании жидкой воды. Однако недавние исследования [22] показали, что и коэффициент меньше 7,3 также может быть при замерзании воды в равновесных условиях. Учитывая, что данный коэффициент для локальных линий метеорных вод в Арктике варьирует между 5,9 и 8,0, составляя в среднем 7,3, использовать его для разделения внутригрунтовых и первично-поверхностных льдов трудно. Схожесть закономерностей соотношения $\delta^{18}\text{O}$ и δD в залежах из двух групп (коэффициенты 7,49 и 7,21, см. рис. 6) позволяет предположить единый источник влаги у пластовых льдов, что не исключает разного механизма образования залежей. Крупные залежи сформировались как базальный ледниковый лёд с участием не только метаморфизма, но и сегрегационного промерзания подледниковых вод. Более мелкие залежи возникли по внутригрунтовому механизму; возможно и погребение первично-поверхностных тел. Главные аргументы в пользу погребённого генезиса мощных залежей — их строение и условия залегания.

Ю.К. Васильчук [3] отмечает, что пилообразное распределение изотопного состава и значительные вариации $\delta^{18}\text{O}$ в пределах одной залежи указывают на сегрегационный процесс в условиях закрытой системы, проходивший при меняющейся мощности промерзающего талика, что приводило к неоднородному, но очень существенному изотопному фракционированию. Однако сегрегационное промерзание не объясняет такие особенности строения мощных залежей льда, как наличие складок и сдвиговых на-

рушений. Похожие характеристики изотопного состава отмечаются и в базальном ледниковом льду. К тому же, при значительных вариациях в значении $\delta^{18}\text{O}$ по вертикали, пилообразного распределения изотопного состава в изученных льдах не встречено — график Ю.К. Васильчука [3] основывается на сводных данных по разным залежам, изученным в разные годы.

Типично тундровый состав палиноспектров, по мнению А.К. Васильчук, свидетельствует о внутригрунтовом механизме формирования льда [3]. Однако результаты исследований ледяных кернов современных ледников Канадской Арктики и Гренландии показали общее доминирование в палиноспектрах пыльцы местной растительности при большом количестве дальнезасносной пыльцы [16]. Тот факт, что экзотическая пыльца древесных пород практически отсутствует в исследованных образцах, также не противоречит ледниковому происхождению льда. Причина, вероятно, в сравнительно небольшом объёме проб из пластовых льдов (порядка 0,5 л). Так, при палинологическом исследовании керна ледника Вавилова (Северная Земля) средний объём профильтрованного материала составил 22 л, при этом в некоторых образцах дальнезасносная пыльца почти отсутствовала [16].

«Нижние» пластовые льды. Нижние пластовые льды — это генетически разнородная группа. Насыщенные грунтовыми включениями, слоистые нижние пластовые льды, вероятно, относятся к внутригрутовым. На это указывают: 1) согласное залегание во вмещающих отложениях, прежде всего согласный неэрозионный верхний контакт льда; 2) строение залежей: преобладает слоистый лёд без фации чистого пузырчатого льда, но с удлинёнными, расположенными перпендикулярно слоистости воздушными пузырьками, складчатые и разрывные деформации слоистости отсутствуют. Столбчатые воздушные пузырьки могли сформироваться при внутригрунтовом промерзании и указывают на направление фронта промерзания.

Стекловидные льды имеют иной механизм формирования. Наличие ледогрунтовых жил и криотурбированного горизонта мощностью 1 м над залежами стекловидного льда показывает, что когда-то пласт льда находился всего в метре от дневной поверхности. Это исключает инъекционный механизм формирования стекловидных

льдов, так как инъекция привела бы к пучению и деформации вышележащей маломощной пачки песчаных отложений. Исключительная чистота льда заставляет предположить первично-поверхностное происхождение залежей при погребении снежников, наледного или озёрного льда.

Стратиграфически более низкое положение нижних льдов указывает, что их формирование началось раньше, чем верхних пластовых льдов, и продолжалось одновременно с погребением мощных пластовых залежей, так как местами они залегают на одних высотах.

Выводы

Основываясь на данных о строении, условиях залегания и изотопном составе пластовых льдов, на западном побережье Байдарацкой губы выделено несколько групп пластовых залежей и установлено их происхождение. Наиболее крупные залежи пластовых льдов западного побережья Байдарацкой губы сформировались в результате погребения базального ледникового льда. Меньшие по размерам залежи имеют преимущественно внутригрунтовое происхождение. Маломощные залежи стекловидного льда могли сформироваться при погребении первично-поверхностных ледяных тел — снежников и озёрных льдов. Пластовые льды разного происхождения залегают не только в одной толще, но и в одном разрезе. Погребённый ледниковый лёд стратиграфически находится выше или на одном уровне с пластовыми льдами прочих типов. Ещё до захоронения базального ледникового льда в районе исследований начала быстро формироваться песчаная толща и возникли благоприятные условия для захоронения небольших ледяных тел, а в быстро промерзающих отложениях формировались ледяные линзы и жилы. После кратковременного наступания выводного ледника с Пай-Хоя или Полярного Урала при последующей его деградации происходило образование мёртвых льдов, были захоронены и законсервированы в мёрзлой толще преимущественно нижние, базальные части ледника.

Благодарности. Автор благодарит Ф.А. Романенко за знакомство с рукописью и ценные замечания.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты № 12-05-31442 мол_а, 14-05-00408а и 14-05-00930а.

Литература

1. Белова Н.Г. Пластовые льды юго-западного побережья Карского моря. М.: МАКС-Пресс, 2014. 180 с.
2. Большаков Д.Ю., Николаев В.И., Сосновский А.В. Новый взгляд на палеогеографию севера Западной Сибири в сартанское время // МГИ. 2007. Вып. 102. С. 107–114.
3. Васильчук Ю.К. Изотопные методы в географии: Ч. 2. Геохимия стабильных изотопов пластовых льдов. Т. 1. М.: Изд-во МГУ, 2012. 472 с.
4. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Изотопные методы в географии: Ч. 1. Геохимия стабильных изотопов природных льдов. М.: Изд-во МГУ, 2011. 228 с.
5. Гатауллин В.Н. Пластовые льды западного побережья полуострова Ямал: строение, состав и происхождение // МГИ. 1992. Вып. 75. С. 50–57.
6. Гатауллин В., Форман С. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений Западного Ямала — ключ к палеогеографическим реконструкциям последнего оледенения Карского региона // Проблемы криологии Земли. Тез. докл. междунар. конф. Пушкино, 1997. С. 246–249.
7. Герман Е.В., Кисляков В.Н., Рейнин И.В. Геология и геоморфология п-ва Ямал — нового района, перспективного для поисков нефти и газа // Геология и нефтегазоносность севера Западной Сибири. Тр. ВНИГРИ. 1963. Вып. 225. С. 311–329.
8. Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Реликтовые глетчерные льды на севере Западной Сибири и их роль в строении районов плейстоценового оледенения криолитозоны // Докл. АН СССР. 1976. Т. 231. № 5. С. 1185–1187.
9. Коняхин М.А., Амплеева Т.В., Николаев В.И. Находка пластовых льдов в позднеплейстоценовых отложениях уральского побережья Байдарацкой губы // МГИ. 1991. Вып. 72. С. 227–228.
10. Лейбман М.О., Васильев А.А., Рогов В.В., Ингольфссон О. Исследование пластового льда Югорского полуострова кристаллографическими методами // Криосфера Земли. 2000. Т. IV. № 2. С. 31–40.
11. Николаев В.И., Большаков Д.Ю., Жузель Ж., Клементьев О.Л., Стьювенард М., Сушез Р., Флеок К. Изотопные исследования керн мореносодержащего льда ледника Вавилова на Северной Земле // МГИ. 1996. Вып. 80. С. 31–37.
12. Романенко Ф.А., Воскресенский К.С., Тарасов П.Е., Андреев А.А., Николаев В.И., Сулержицкий Л.Д. Особенности формирования рельефа и рыхлых отложений западного Ямала и побережья Байдарацкой губы (Карское море) // Проблемы общей и прикладной геоэкологии Севера. М.: Изд-во МГУ, 2001. С. 41–68.
13. Романенко Ф.А., Белова Н.Г., Николаев В.И., Олюнина О.С. Особенности строения рыхлых отложе-

- ний Югорского побережья Байдарацкой губы Карского моря // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы V Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. М.: ГЕОС, 2007. С. 348–351.
14. Соломатин В.И. Физика и география подземного оледенения. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2013. 346 с.
 15. Стрелецкая И.Д., Каневский М.З., Васильев А.А. Пластовые льды в дислоцированных четвертичных отложениях Западного Ямала // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 2. С. 68–78.
 16. Andreev A.A., Nikolaev V.I., Bolshiyanov D.Y., Petrov V.N. Polen and isotope investigations of an ice core from Vavilov ice cap, October revolution Island, Severnaya Zemlya Archipelago, Russia // *Geographie Physique et Quaternaire*. 1997. V. 51. № 3. P. 379–389.
 17. Astakhov V.I., Nazarov D.V. Correlation of Upper Pleistocene sediments in northern West Siberia // *Quaternary Science Reviews*. 2010. V. 29. P. 3615–3629.
 18. French H.M., Harry D.G. Observations on buried glacier ice and massive segregated ice, western Arctic coast, Canada // *Permafrost and Periglacial Processes*. 1990. V. 1. P. 31–43.
 19. Fritz M., Wetterich S., Meyer H., Schirrmeister L., Lantuit H., Pollard W.H. Origin and characteristics of massive ground ice on Herschel Island (Western Canadian Arctic) as revealed by stable water isotope and hydrochemical signatures // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2011. V. 22. P. 26–38.
 20. Hubbard B., Cook S., Coulsonet H. Basal ice facies: a review and unifying approach // *Quaternary Science Reviews*. 2009. V. 28. P. 1956–1969.
 21. Knight P.G. The basal ice layer of glaciers and ice sheets // *Quaternary Science Reviews*. 1997. V. 16. № 9. P. 975–993.
 22. Lacelle D. On $\delta^{18}\text{O}$, δD and D-excess relations in meteoric precipitation and during equilibrium freezing: theoretical approach and field examples // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2011. V. 22. P. 13–25.
 23. Lacelle D., Lauriol B., Clark I.D., Cardyn R., Zdanowicz Ch. Nature and origin of a Pleistocene-age massive ground-ice body exposed in the Chapman Lake moraine complex, central Yukon Territory, Canada // *Quaternary Research*. 2007. V. 68. P. 249–260.
 24. Mackay J.R. The origin of massive icy beds in permafrost, western Arctic, Canada // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1971. V. 8. P. 397–422.
 25. Murton J.B., Whiteman C.A., Waller R.I., Pollard W.H., Clark I.D., Dallimore S.R. Basal ice facies and supraglacial melt-out till of the Laurentide Ice Sheet, Tuktoyaktuk Coastlands, western Arctic Canada // *Quaternary Science Reviews*. 2005. V. 24. P. 681–708.
 26. Opel T., Fritzsche D., Meyer H., Schütt R., Weiler K., Ruth U., Wilhelms F., Fischer H. 115 year ice-core data from Akademii Nauk ice cap, Severnaya Zemlya: high-resolution record of Eurasian Arctic climate change // *Journ. of Glaciology*. 2009. V. 55. № 189. P. 21–31.
 27. Rampton V.N. Origin of massive ground ice on Tuktoyaktuk peninsula, Northwest Territories, Canada: a review of stratigraphic and geomorphic evidence // *Proc. of the 5th Intern. Conf. on Permafrost*. Trondheim, Norway, 1988. P. 850–855.
 28. Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingólfsson Ó., Jakobsson M., Kjær K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunka J.P., Lysa A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Möller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M.J., Spielhagen R.F., Stein R. Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews*. 2004. V. 23. № 11–13. P. 1229–1271.

Summary

The article is devoted to determination of origin of the massive ice beds at the Western coast of Baydaratskaya Bay of the Kara Sea. For this purpose the massive ice beds themselves were investigated (including structure, mode of occurrence, chemical and isotope composition, and composition of pollen and spores) together with the host sediments. Based on these data it was determined that massive ice beds even occurring in same outcrop may be related to different genetic types. Two groups of the massive ice were isolated: 1) the «upper» thick (> 3 m) massive ice beds composed by buried basal glacier ice, which are characterized by erosional upper contact, structural deformations, and the ice facies similar to those in the basal ice of present-day glaciers, and 2) the «lower» small ice beds (< 3 m), heterogeneous in structure and formed by both the intra-sedimental way and as a result of burial of initially surface ice bodies. The sand thickness encompassing both groups of the massive ice is not salted and has the continental origin; its formation started before the glacial ice burial. During this time there were favorable conditions for preservation of small icy bodies. Ice lenses and wedges were formed within rapidly freezing sediments. Then, as a result of advancing and following degradation of the glacier (its center was situated either on the Pay-Khoy ridge or in the Polar Ural), its basal parts were preserved within the permafrost thickness.