



ПЛАСТОВЫЕ ЛЕДЯНЫЕ ЗАЛЕЖИ В ПРЕДЕЛАХ БОВАНЕНКОВСКОГО ГКМ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ЯМАЛ)

MASSIVE ICE OF BOVANENKOVO GAS-CONDENSATE FIELD (THE CENTRAL YAMAL PENINSULA)

ВАСИЛЬЧУК Ю.К.

Профессор кафедры геохимии ландшафтов и географии почв, лаборатория стабильных изотопов географического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, vasilch@geol.msu.ru

VASIL'CHUK Yu.K.

Professor of the Landscape Geochemistry and Soil Geography Department, Stable Isotope Laboratory of Geography Faculty of Lomonosov Moscow State University, vasilch@geol.msu.ru

Ключевые слова:

пластовый лед; изотопы кислорода; дейтерий; радиоуглерод; спорово-пыльцевые спектры.

Key words:

massive ice; oxygen isotopes; deuterium; radiocarbon; pollen spectra.

Аннотация

Пластовые льды в пределах Бованенковского газоконденсатного месторождения (ГКМ) залегают в виде пластов, лакколлитов, штоков и линз. Максимальная мощность льда, вскрытая скважинами, составляет 28,5 м при среднем значении около 8 м. Согласно данным радиоуглеродного анализа (^{14}C -датирования), суглинки третьей террасы, вмещающие и перекрывающие пластовые залежи, формировались от 25 до 20 тыс. лет назад и несколько позднее. По результатам изотопно-кислородного анализа значения $\delta^{18}\text{O}$ в пластовом льду варьируют от -12,49 до -22,95‰ (относительно стандарта SMOW). Содержание дейтерия δD составляет от -91,7 до -177,1‰. Дейтериевый эксцесс d_{ex} варьирует от 3,4 до 10,6‰. Результаты изотопно-кислородного и дейтериевого анализа свидетельствуют о сингенетическом механизме формирования пластовых льдов в суровых геокриологических условиях. Различный характер изотопных диаграмм (равномерное или контрастное распределение изотопных характеристик $\delta^{18}\text{O}$ и δD по глубине) указывает на сегрегационный и/или инфильтрационно-сегрегационный характер формирования пластовых залежей. Сходство спорово-пыльцевых спектров пластового льда и современных озерных и прибрежно-морских отложений изучаемого региона указывает на то, что эти пластовые льды могли формироваться в водонасыщенных толщах подозерных таликов или внутриводно. Это дает основания для выделения нового типа пластовых льдов — синкриогенных сегрегационных (инфильтрационно-сегрегационных).

Abstract

Massive ice bodies of Bovanenkovo gas-condensate field are occurs in the forms of layers, laccoliths, rods and lenses. The maximum thickness of the massive ice reaches 28,5 m; the mean thickness is about 8 m. According to radiocarbon analysis data (^{14}C -dating) loams of the third terrace containing and overlying the massive ice were deposited 25–20 thousand years before the present time or a little bit later. According to oxygen-isotope analysis $\delta^{18}\text{O}$ values in the massive ice range from -12,49 to -22,95‰ (relative to the standard SMOW). The content of deuterium (δD) varies from -91,7 to -177,1‰. The deuterium excess (d_{ex}) changes from 3,4 to 10,6‰. The oxygen-isotope and deuterium analyses results show that the massive ice in Bovanenkovo formed syngenetically in very cold geocryologic conditions. The different characters of isotopic diagrams (homogenous or contrast distribution of the $\delta^{18}\text{O}$ and δD isotopic characteristics vs. depths) evidence the segregated or/and infiltrated-segregated way of ice formation. The pollen, spores and algae spectra from the massive ice and from the modern lacustrine and coastal sediments in the Bovanenkovo area are similar. It shows that the massive ices could form in the water saturated strata of the underlacustrine taliks or in the lacustrine waters. All that allows to single out a new type of massive ice — syngenetic segregated (infiltrated-segregated) one.

Введение

11 января 2010 г. ОАО «Газпром» открыло рабочее движение по железной дороге «Обская - Бованенково», протяженность которой к январю составила 525 км, а к июлю 2010 г. 557 км. К концу 2010 г. от Бованенково проведут железную дорогу к станции Карская вблизи побережья Карского моря (572 км). Благодаря этому будет обеспечен прямой и кратчайший выход к Арктическому побережью Азиатского региона России и крупным приарктическим ресурсам газа, в том числе Бованенковскому газоконденсатному месторож-

дению (центральная часть п-ова Ямал). Сложность освоения Бованенковского ГКМ усугубляется широким развитием здесь криопэгов, повторно-жильных и пластовых льдов.

На территории Бованенковского ГКМ чрезвычайно широко распространены крупные скопления подземных льдов, залегающих в виде пластов, лакколлитов, штоков и линз.

Массы льда столь велики, что даже планируется их использование в качестве подземных камер-хранилищ для длительного хранения газоконденсата. Е.В.Кузьминым с соавторами [18] были проведены опытные наливы дизельного топ-



лива в скважины, в результате которых было установлено, что породы являются непроницаемыми. Было также показано, что пластовый лёд обладает высокой экранирующей способностью по отношению к жидким углеводородам.

Сущность технологии строительства подземного хранилища в пластовом льду заключается в следующем. Через технологическую скважину, герметично обсаженную с поверхности земли колонной труб до сопряжения с кровлей пласта, по паропроводу, оборудованному в нижней части перфорированным наконечником, подается пар от парогенераторной установки. В результате подачи и конденсации пара происходит плавление льда и образование подземной камеры-полости. Динамика изменения уровня воды зависит от производительности подачи пара и конфигурации образуемой полости. По окончании формирования полости заданного объема, вода откачивается насосом. В 1995-1996 гг. данная технология прошла опытные испытания в натуральных условиях на Бованенковском ГКМ. Полость объемом около 300 м³ была сформирована в интервале глубин от 16 до 28,6 м. Максимальный диаметр полости равен 11 м между отметками 26,4 и 28,6 м. Проведенные через два года геометрические измерения полости показали, что в течение этого периода времени объём и форма полости практически не изменились [18].

Затраты на строительство подземного хранилища тоннельного типа во льду в 2-4 раза меньше затрат на строительство подземного хранилища шахтного типа. Эксплуатационная надежность и экологическая безопасность такого подземного хранилища во льду обеспечивается: а) прочностью и устойчивостью камер-хранилищ; б) сейсмической устойчивостью; в) их герметичностью — изолированностью от поверхностных вод, и от атмосферного воздуха; г) постоянством термобарических условий в резервуаре и как следствие отсутствием больших и малых дыханий; д) минимальным риском при нештатных ситуациях.

Есть ещё ряд преимуществ сооружения подземных хранилищ в пластовых льдах: площадь отчуждения земель при подземном хранении сокращается в 1,5 раза; срок службы подземных хранилищ — 50 лет, против 15-20 лет при наземном хранении; максимальный выброс паров конденсата из подземных хранилищ во льду в 2 раза меньше, чем из стального резервуара; максимальный выброс паров летучих фракций при подземном хранении нефти снижается в 3 раза, по сравнению с наземным способом хранения; исключаются проблемы коррозии и периодической зачистки хранилищ; значительно снижается пожароопасность и угроза безопасности обслуживающего персонала [18].

Залежи подземного льда мощностью от первых метров до нескольких десятков метров, протяженностью в горизонтальных направлениях на сотни метров (иногда более километра) встречены в скважинах и во многих естественных обнажениях Бованенковского ГКМ. Часто ледяные пласты



Рис. 1. Пластовые ледяные залежи, вскрытые в 1987 г. в непосредственной близости от Бованенковского ГКМ: а — общий вид обнажения, б — 10-метровая толщина вскрытого пластового льда (фотография Г.А. Ржаницына)

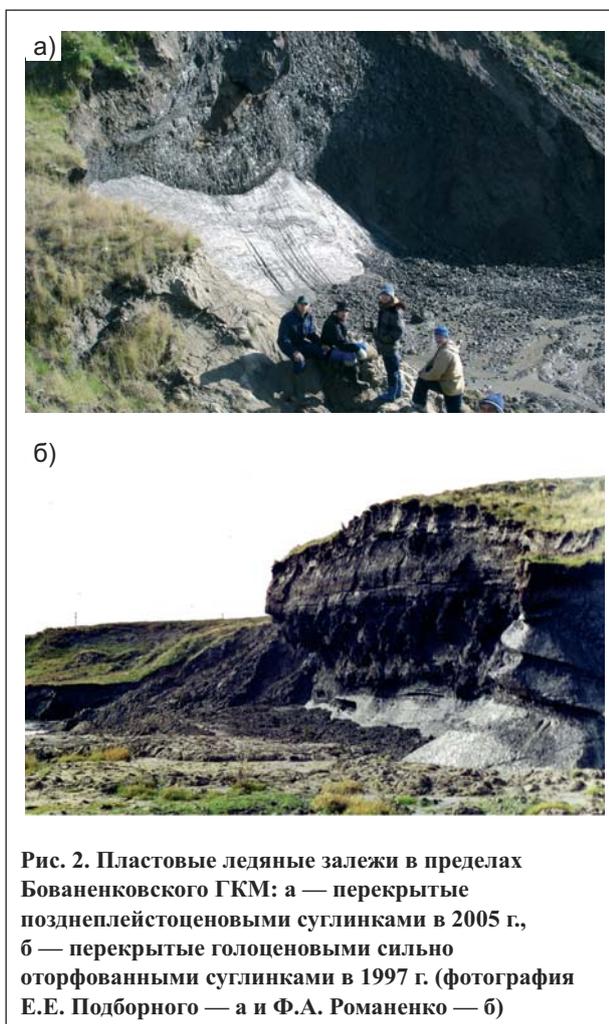


Рис. 2. Пластовые ледяные залежи в пределах Бованенковского ГКМ: а — перекрытые позднелейстоценовыми суглинками в 2005 г., б — перекрытые голоценовыми сильно оторфованными суглинками в 1997 г. (фотография Е.Е. Подборного — а и Ф.А. Романенко — б)

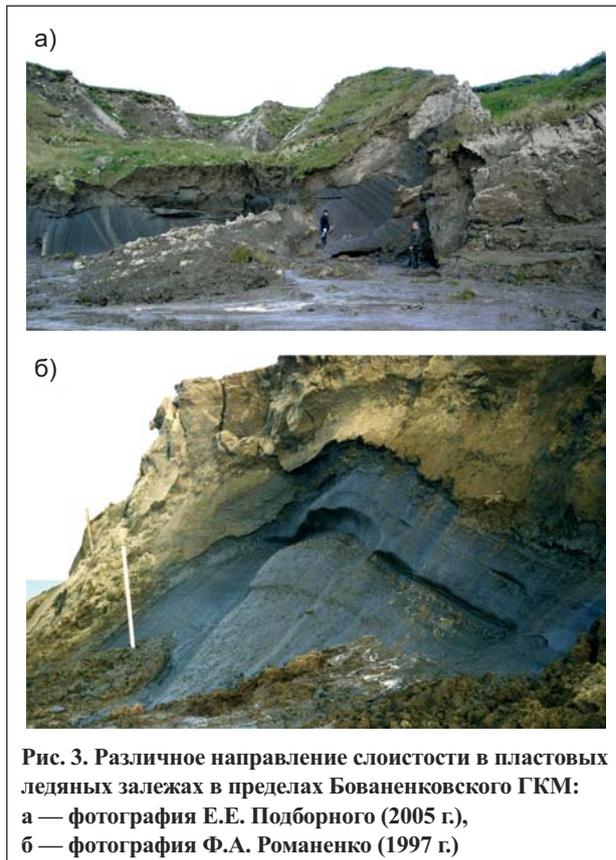


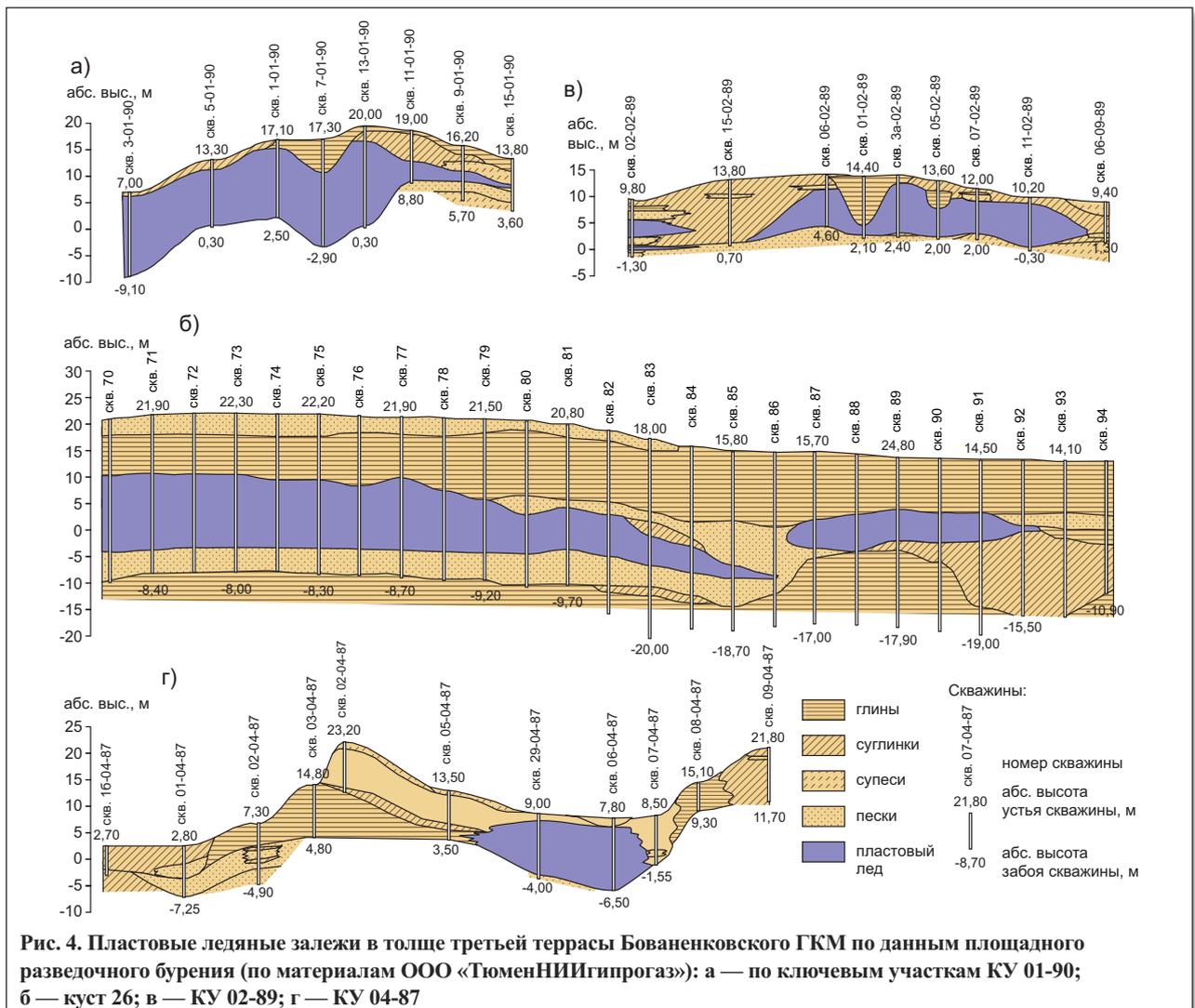
Рис. 3. Различное направление слоистости в пластовых ледяных залежах в пределах Бованенковского ГКМ: а — фотография Е.Е. Подборного (2005 г.), б — фотография Ф.А. Романенко (1997 г.)

вскрываются в непосредственной близости газодобывающих сооружений (рис. 1).

Пластовые льды в буровых профилях наиболее часто прослеживаются под останцами третьей и второй террас (с абсолютными отметками от 15–20 до 40 м), а также в пределах аллювиальной и озерно-аллювиальной поймы [5, 6, 11, 13, 15, 17, 19, 21–25, 29, 30]. Даже под руслом реки Сеяха были отмечены пластовые льды толщиной от 7 до 9 м [21].

К настоящему времени авторам удалось проанализировать данные примерно с 3 тыс. скважин глубиной от 10 до 100 м, пробуренных в пределах территории Бованенковского ГКМ на междуречье рек Надуйяха и Нгурияха, из которых в 260 были вскрыты пластовые льды (табл. 1). Основная масса ледяных залежей размещается в позднеплейстоценовых породах прибрежно-морского генезиса, реже — в аллювиальных, склоновых или озерно-болотных осадках.

Пластовые льды перекрываются либо глинистыми морскими и прибрежно-морскими осадками (рис. 2, а), либо суглинистыми осадками делювиально-солифлюкционного генезиса. Первые слагают цоколи террас и покрыты сверху слоем более молодых песчано-суглинистых осадков зырянского возраста. Вторые покрывают склоны





Распространение крупных залежей пластовых льдов в пределах Бованенковского ГКМ (анализ данных из фондов ООО «ТюменНИИгипрогаз» по 260 скважинам, вскрывшим пластовые льды)			
Наименование объекта, ключевого участка или кустовой площадки / номер выработок, в которых вскрыт пластовый лед / количество скважин	Глубина кровли от дневной поверхности, мин./макс., м	Глубина подошвы от дневной поверхности, мин./макс., м	Максимальная вскрытая мощность, м
КУ 01-87 / 13-01-87 / (1)	2,4/2,4	3,9/3,9	1,5
КУ 01-88 / 02-01-88, 06-01-88, 07-01-88, 12-01-88, 19-01-88 / (5)	1,3/8,4	8,7/15,4	11,1
КУ 01-89 / 01-01-89, 02-01-89 / (2)	0,3/0,4	2,2/4,6	4,3
КУ 01-90 / 1-01-90, 2-01-90, 2а-01-90, 3-01-90, 4-01-90, 4а-01-90, 4б-01-90, 5-01-90, 6-01-90, 6а-01-90, 7-01-90, 8-01-90, 9-01-90, 10-01-90, 11-01-90, 12-01-90, 13-01-90, 14-01-90, 15-01-90, 18-01-90, 28-01-90 / (21)	0,6/11,6	5,5/20,2	16,1
КУ 01-91 / 01-01-91, 02-01-91, 03-01-91, 05-01-91, 07-01-91, 08-01-91, 12-01-91, 13-01-91, 14-01-91, 15-01-91, 18-01-91, 19-01-91, 20-01-91, 21-01-91 / (14)	1,6/16,5	3,4/21,4	16,1
КУ 02-88 / 08-02-88, 11-02-88, 16-02-88, 18а-02-88, 21-02-88, 46-02-88, 56а-02-88, 58-02-88, 62-02-88 / (9)	0,5/0,9	1,6/10,3	8,3
КУ 02-89 / 01-02-89, 02-02-89, 3а-02-89, 05-02-89, 06-02-89, 07-02-89, 08-02-89, 11-02-89, 13-02-89, 16-02-89, 18-02-89 / (11)	1,1/9,8	1,6/15,1	12,1
КУ 02-90 / 01-02-90, 02-02-90, 03-02-90, 04-02-90, 05-02-90, 06-02-90, 07-02-90, 08-02-90, 10-02-90, 12-02-90, 13-02-90, 15-02-90, 21-02-90, 21а-02-90, 23-02-90, 27-02-90, 28-02-90, 30-02-90, 32-02-90, 35а-02-90, 44-02-90 / (21)	0,8/16,5	5,5/17,8	13,4
КУ 03-88 / 26-03-88, 31-03-88, 33а-03-88, 33б-03-88 / (4)	1,0/7,5	1,8/10,0	2,5
КУ 03-89 / 01-03-89, 21-03-89, 23-03-89, 23а-03-89, 32-03-89 / (5)	0,6/3,6	1,2/5,3	3,7
КУ 02-91 / 02-02-91, 03-02-91, 04-02-91, 05-02-91 / (4)	0,9/15,0	1,6/18,5	17,1
КУ 04-87 / 06-04-87, 29-04-87, 30-04-87 / (3)	1,5/7,0	12,0/14,3	12,7
КУ 04-88 / 01-04-88, 13-04-88, 28-04-88, 41-04-88 / (4)	0,9/7,4	1,3/7,7	0,4
КУ 05-88 / 1а-05-88, 05-05-88, 30-05-88 / (3)	0,8/5,8	1,2/6,7	1,0
КУ 06-87 / 13-06-87 / (1)	1,2/1,2	11,5/11,5	10,3
КУ 06-88 / 01-06-88, 02-06-88 / (2)	0,1/0,4	1,3/3,2	3,1
КУ 07-88 / 08-07-88, 12-07-88, 18-07-88, 24-07-88, 25-07-88, 27а-07-88 / (6)	0,5/9,2	1,5/10,7	6,5
КУ 08-87 / 11-08-87, 13-08-87 / (2)	1,3/2,9	2,2/3,6	1,8
Куст 26 / 70С, 71С, 72С, 73С, 74С, 75С, 76С, 77С, 78С, 79С, 80С, 81С, 82С, 83С, 84С, 85С, 86С, 87С, 88С, 89С, 90С, 91С, 92С / (23)	10,1/23,7	14,0/25,5	14,5
КУ 34 / 34П1 / (1)	28,5/28,5	32,4/32,4	3,9
КУ 47 / Б-47, Б-47А, Б-47Б, Б-48, Б-49, Б-50, Б-51, Б-52, Б-53, Б-54, Б-55, Б-56, Б-57, Б-58, Б-59, Б-60, Б-61, Б-62, Б-63, Б-64, Б-65, Б-66, Б-67, Б-68, Б-69, Б-69А / (26)	0,5/0,7	1,0/2,7	2,1
КУ 61 / 6101С, 6102С, 6103С / (3)	1,3/1,7	2,5/3,2	1,7
КУ 62 / ТВ-1, ТВ-7 / (2)	14,5/18,1	16,0/19,3	1,5
КУ 63 / 63Р1, 63Р2, 6304-6312 / (10)	16,0/43,7	19,5/49,5	20,7
КУ 65 / 2Т, 11Т / (2)	16,5/22,3	18,4/24,4	2,1
КУ 68 / 68-П-1, 68-П-2 / (2)	30,0/52,0	33,0/57,0	10,0
КУ ГС1-ГС2 / 499, 528, 534, 537, 612, 617, 622, 700, 703-706, 738 / (11)	0,5/3,8	2,0/5,7	3,1
КУ ГС-1 — СГАТ / 26, 28, 32, 38, 40, 44, 47, 68, 70, 87-89, 92-95, 97, 99, 112-113, 118-119, 127, 129-130, 132, 135, 150-151, 153, 156, 459-462, 466-468, 736-737, 739, 743 / (40)	0,5/5,8	1,1/7,0	3,0
КУ ТИГМИ / 1Т, 2Т, 3-61, 3Т, 4Т, 7Т, 8С, 9С, 10Г, 10С, 11Т, 12С, 14Т, 17С, 18С, 19С / (16)	1,5/28,0	14,6/43,0	28,5

террас плащом мощностью 1–6 м. Иногда пластовые залежи перекрываются более молодыми голоценовыми озерно-болотными отложениями (рис. 2, б).

Пластовые льды чаще всего имеют форму линз разной толщины, выклинивающихся по простиранию. Бурение сотен скважин, вскрывших лед, показывает, что кровля залежей льда располагается как непосредственно у подошвы сезонного слоя на абсолютных отметках 25–30 м, так и на глубинах более 50 м от дневной поверхности. Подошва этих залежей была встречена на глубинах от 1 до 57 м. Кровля льда обычно более неровная, чем подошва. Параллельность кровли и подошвы льда фиксируется не всегда. Максимальная мощность льда, вскрытая скважинами, составляет 28,5 м, а средняя мощность — около 8 м (по данным измерений 260 пластов). Большая часть пластовых залежей сложена слоистым

льдом. Слоистость либо имеет горизонтальное напластование, либо деформирована (тогда направление слоистости может меняться от косонаклонного до почти вертикального) (рис. 3).

Иногда в разрезе встречаются два или даже три прослоя льда. Протяженность пластовых ледяных тел иногда достигает более 2000 м, а площадь нередко превышает 10 км².

Анализ разрезов 260 скважин, вскрывших пластовые льды, вместе с описаниями обнажений позволил установить ряд закономерностей в их распространении и в условиях их залегания.

Для более подробного описания выбрано 8 профилей, в пределах которых было выполнено наиболее детальное бурение ледяных пластов и морфология пластовых тел была наиболее разнообразна (рис. 4–7; см. табл. 1). На приведенных разрезах варьируют не только мощность пластовых тел и сплошность их простирания, но и характер

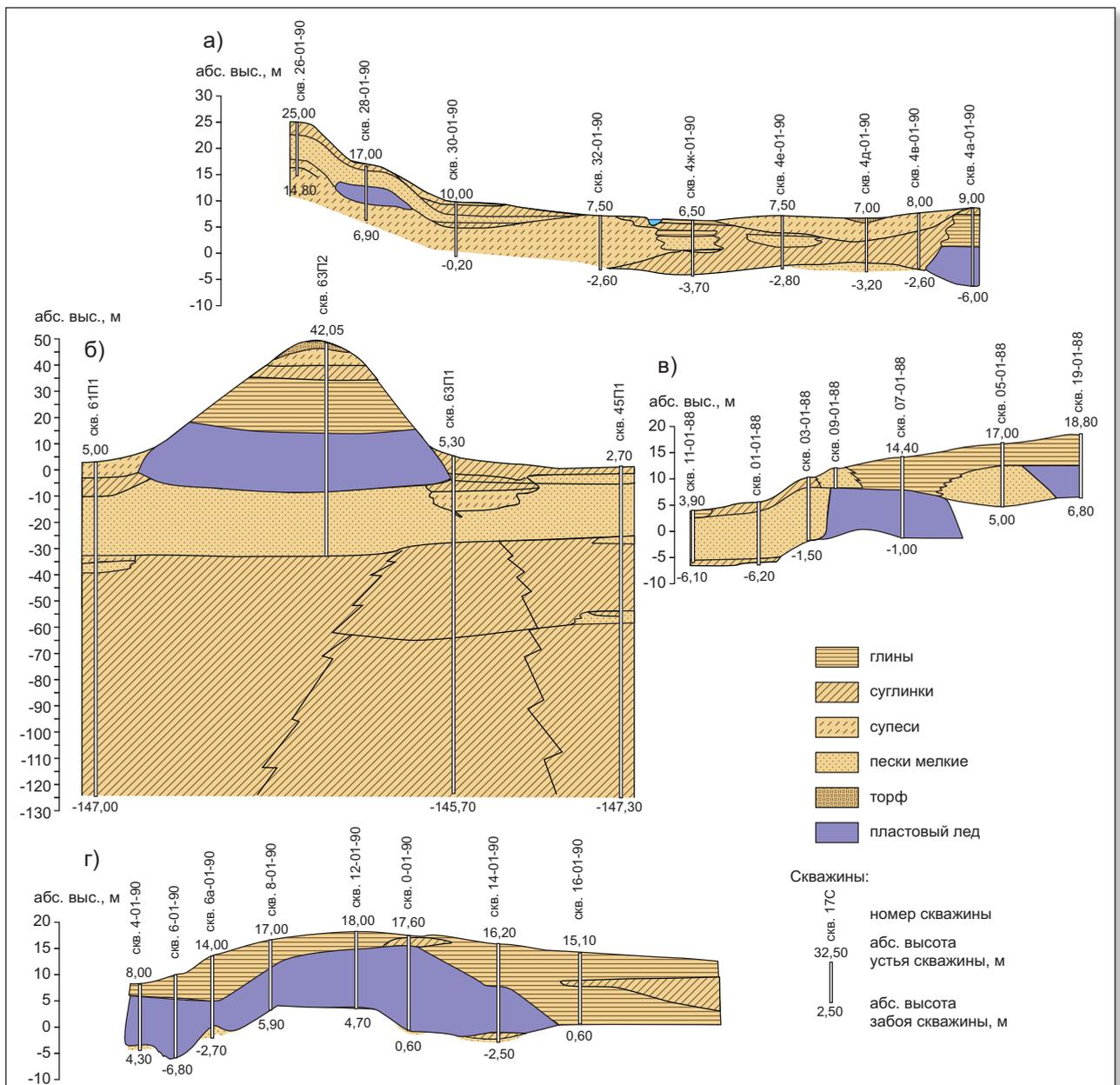


Рис. 5. Пластовые ледяные залежи в толще третьей террасы Бованенковского ГКМ по данным площадного разведочного бурения (по материалам ООО «ТюменНИИгипрогаз»): а — по ключевым участкам КУ 01-90 (первый фрагмент); б — по скважинам 61П1, 62П2 и 63П1; в — КУ 01-88; г — КУ 01-90 (второй фрагмент)

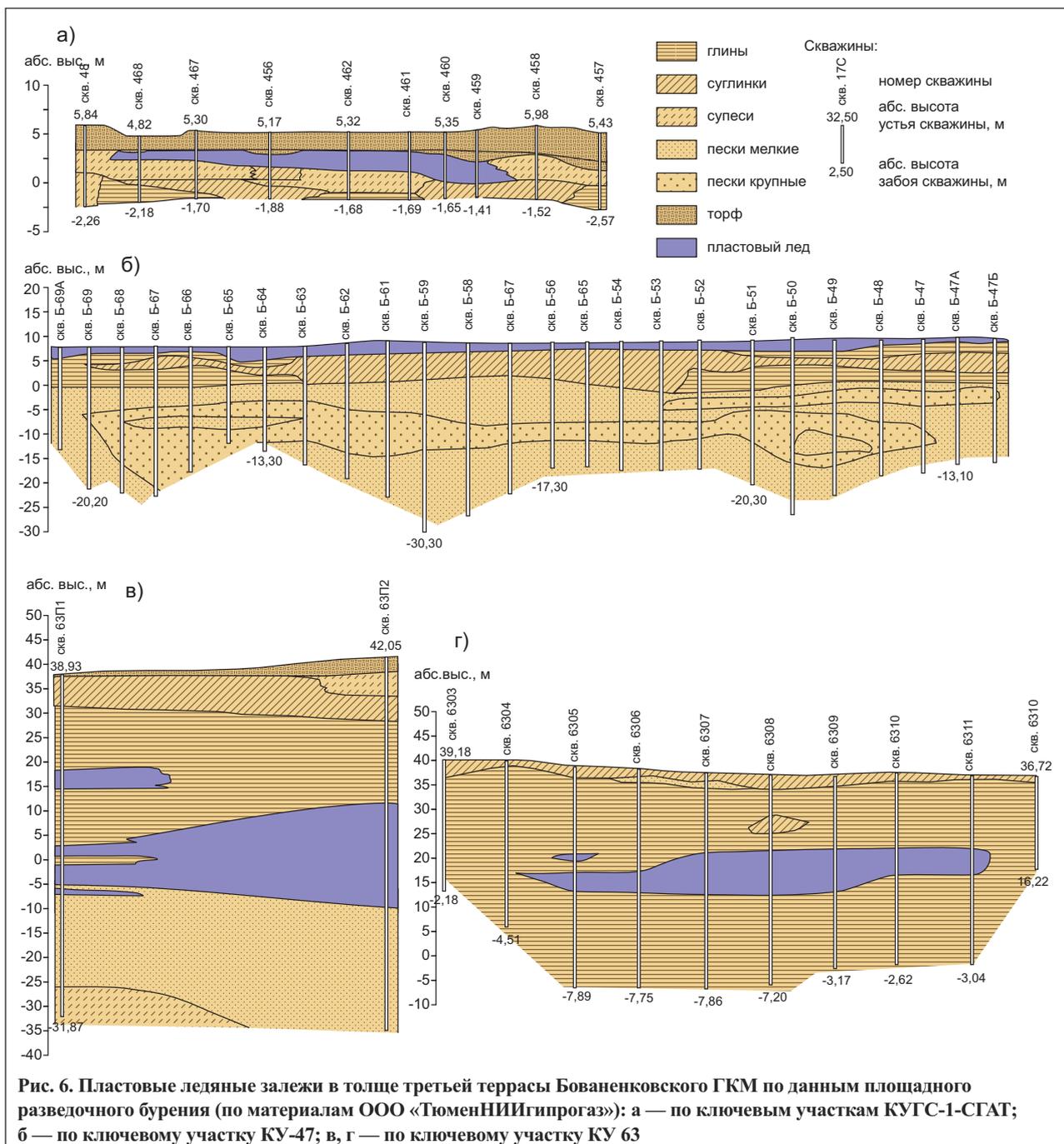
залегания кровли и подошвы ледяных пластов. В одних случаях это достаточно согласное с поверхностью залегание подошвы и кровли (рис. 4, а, б), в других — весьма дифференцированная глубина залегания кровли (что связано, скорее всего, со вторичными эрозионными процессами) (рис. 4, в). Иногда это отдельно залегающий ледяной пласт, независимо от рельефа поверхности (рис. 4, з).

В пределах ключевого участка 01-90 (см. рис. 4, а) кровля пласта в основном залегает почти параллельно поверхности третьей террасы. Глубина залегания кровли составляет 0,6–1,0 м в районе скважин 3-01-90, 5-01-90, 1-01-90 и 4–7 м в районе скважин 13-01-90, 9-01-90 (см. рис. 4, а). Только в центральной части профиля поверхность ледяного пласта имеет вогнутый воронкообразный характер, и глубина ее залегания увеличивается до 8 м. Глубина залегания подошвы пласта варьирует

от 8 до 20 м от поверхности. Данный пласт имеет форму сплошного выклинивающегося наклонно-горизонтального тела мощностью от 0,5 до 16 м и протяженностью более 30 м.

Перекрывающими и подстилающими пластовый лед отложениями являются супеси и пески мощностью 2 м и более. Возможно, часть верхних контактов пласта с перекрывающими отложениями является вторичной, особенно в правой его части. С точки зрения автора, с эрозией связано и воронкообразное понижение в центре пласта. В той части, где ледяной пласт выклинивается, лед перекрывается суглинками и глинами мощностью от 1 до 6 м.

В пределах куста скважин 26 было вскрыто два ледяных пласта разной протяженности и мощности, залегающих почти согласно поверхности вмещающих их отложений (см. рис. 4, б). Глубина



залегания кровли пластов составляет 10–23 м, глубина залегания подошвы — 14–25 м. Мощность более крупного из вскрытых пластов в данном профиле варьирует от 0 до 14,5 м, т.е. он имеет форму выклинивающего горизонта. Другой ледяной пласт вскрыт на расстоянии нескольких метров от первого, его мощность варьирует от 1 до 6 м. Оба пласта почти на всем протяжении перекрываются глинами мощностью от 8 до 12 м (скорее всего, контакты здесь первичные), и только на участках сужения пластов перекрывающими отложениями являются пески мощностью от 2 до 9 м. Более крупный ледяной пласт на всем протяжении подстилается песками вскрытой мощностью от 3 до 6 м, менее крупный — суглинками и глинами вскрытой мощностью 14 м и более.

Более сложная конфигурация ледяных тел представлена на буровом профиле в пределах ключевого участка 02-89 (см. рис. 1, в). Особенностью вскрытых здесь пластовых льдов является несогласное залегание их кровли относительно поверхности позднеплейстоценовой третьей террасы. Кровля основного вскрытого здесь ледяного

пласта имеет волнообразный характер (это, вероятнее всего, следы эрозионных размывов), а глубина ее залегания варьирует от 1 до 11 м. При этом подошва этого пласта довольно ровная и залегает на глубинах от 8 до 11 м.

На расстоянии нескольких метров на той же глубине вскрыты краевые части двух выклинивающихся ледяных пластов мощностью от 0,5 до 3 м.

Состав вмещающих пластовые льды отложенный достаточно пестрый, что указывает на неоднородность условий формирования данного комплекса. Перекрывающими льды отложениями являются в основном суглинки мощностью от 2 до 12 м, реже глины мощностью от 3 до 9 м. Часто встречаются отдельные линзы песка или суглинка и глины мощностью 0,5–2 м. Пластовые льды подстилаются песками, супесями, реже суглинками. Непосредственно под пластами вскрыты небольшие узкие линзы глин.

Пластовый лед, вскрытый в пределах ключевого участка 04-87 (см. рис. 4, з), приурочен к понижению в рельефе, где, по-видимому, создались наиболее благоприятные условия для сохранения

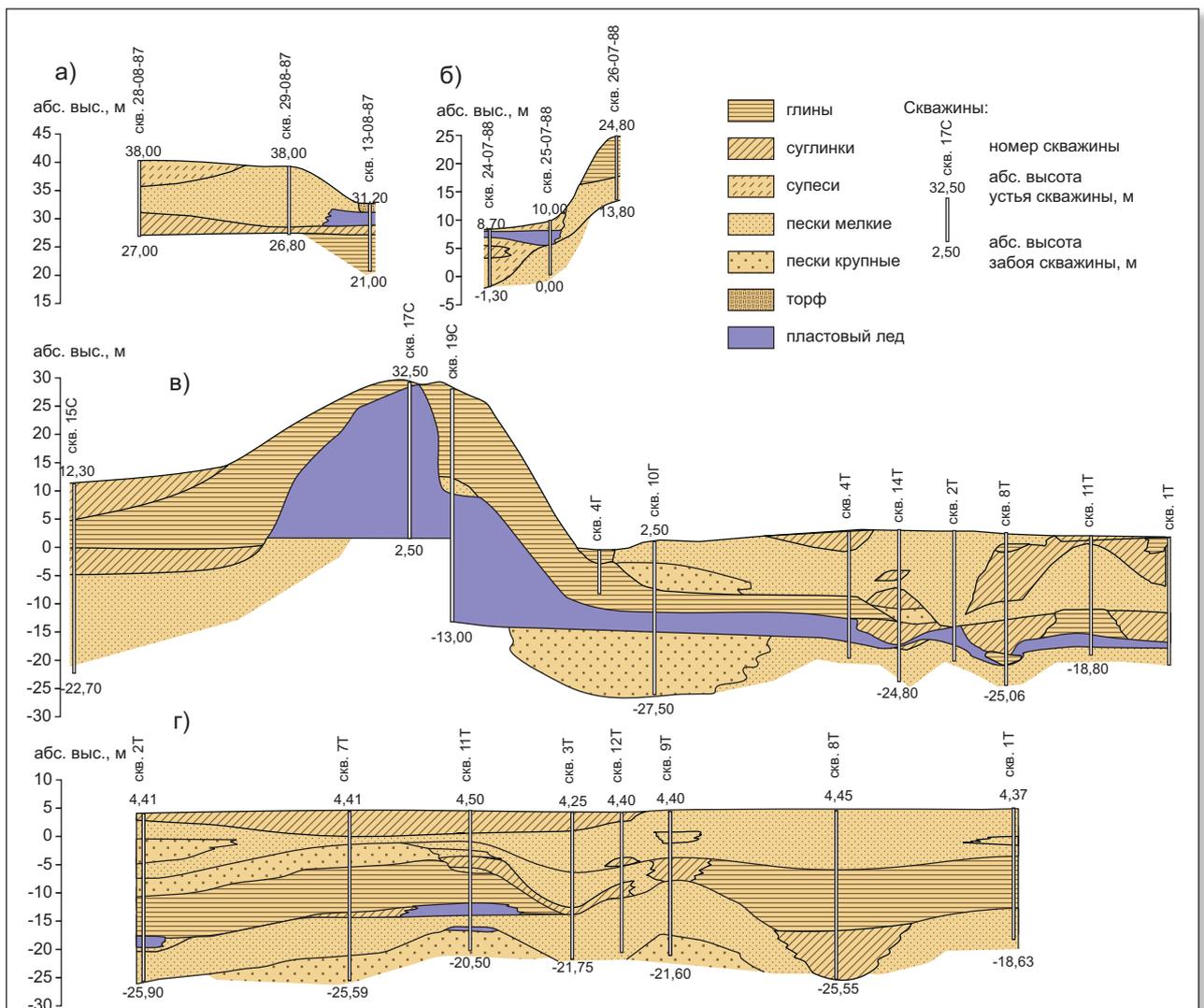


Рис. 7. Пластовые ледяные залежи в толще третьей террасы Бованенковского ГКМ по данным площадного разведочного бурения (по материалам ООО «ТюменНИИгипрогаз»): а — по ключевому участку КУ 08-87; б — по ключевому участку КУ 07-88; в, г — по ключевому участку КУ ТИГМИ

или формирования пластового льда, поскольку на протяжении остальной части бурового профиля крупных включений льда вскрыто не было. Данный пласт имеет довольно незначительную протяженность, а его форма и характер залегания не согласуются с рельефом поверхности. Глубина залегания кровли варьирует от 1,5 до 7 м, подошвы — от 12 до 14 м, максимальная вскрытая мощность пласта составляет около 13 м. Перекрывающими лед отложениями являются в основном суглинки мощностью от 1,5 до 7 м. Подстиляется он, судя по скв. 29-04-87, песками.

На ключевом участке 01-90 (см. рис. 5, а) скважина 28-01-90 вскрыла небольшой ледяной пласт, залегающий параллельно поверхности склона. Глубина залегания кровли пласта составляет здесь 3–4 м, подошвы — от 6 до 8 м. Его мощность не превышает 3 м. Пласт перекрывается горизонтом песка мощностью 3–4 м, а подстиляется супесью вскрытой мощностью 1–5 м и более.

В краевой части данного бурового профиля скважиной 4а-01-90 была вскрыта, скорее всего, краевая часть более крупного ледяного пласта. Его кровля залегает на глубине 7 м. Вскрытая мощность пласта составляет 7 м. Вмещающими отложениями являются глины мощностью 6 м и суглинки мощностью до 7 м и более.

Скважиной 63П2 (см. рис. 5, б) вскрыт ледяной пласт, залегающий в основании возвышенности, по форме напоминающей булгуннях высотой 30 м. Скважина, заложенная на вершине возвышенности, вскрыла кровлю ледяного пласта на глубине 30 м и подошву на глубине 50 м. Таким образом, вскрытая мощность пласта составила около 20 м. Таким образом, он, скорее всего, имеет линзовидную форму, которая повторяет рельеф поверхности холма. Лед перекрывается горизонтом глины мощностью 17 м, подстиляется в основном песком мощностью 22–24 м, а в краевых частях пласта вмещающими отложениями являются супеси и суглинки мощностью 7–10 м.

На ключевом участке 01-88 (см. рис. 5, в) вскрыты два фрагмента пластовых ледяных тел на склоне. Кровля пласта в центральной части профиля залегает на глубине 4–6 м, в краевой части — на глубине 6 м. Вскрытая мощность пластов составляет 9 и 6 м соответственно. Пласты перекрываются глиной мощностью 5–6 м. В краевых

частях пластов вскрыты пески мощностью от 3 до 10 м, залегающие в виде горизонтов и линз. Возможно, вскрытые ледяные тела являются фрагментами единого ледяного пласта, имеющего сложную конфигурацию, не согласующуюся с рельефом поверхности.

В разрезе второго фрагмента бурового профиля на ключевом участке 01-90 (см. рис. 5, з) представлен крупный протяженный ледяной пласт. Его кровля залегает на глубинах от 2 до 12 м и имеет волнистый характер, не согласующийся с рельефом поверхности. Глубина залегания подошвы пласта варьирует от 10 до 18 м. Его вскрытая мощность также варьирует в большом диапазоне (от 6 до 16 м). Он имеет форму выклинивающегося горизонта. Перекрывающими лед отложениями являются глины мощностью от 2 до 9 м. Подстиляется пласт, судя по нескольким скважинам, песком с небольшими линзами супесей.

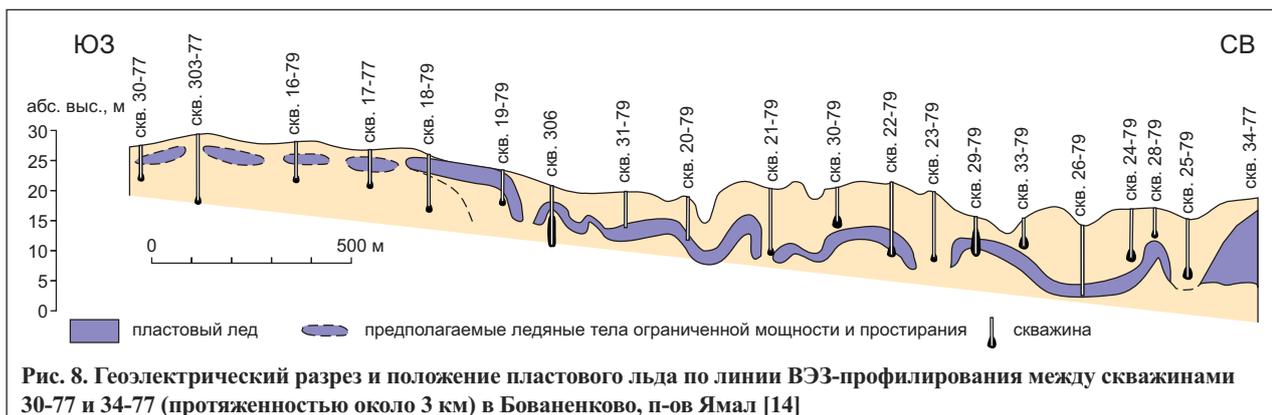
В разрезе буровых профилей на ключевых участках КУГС-1-СГА, КУ 47 и КУ 63 вскрыты как фрагменты ледяных пластов (см. рис. 6, в), так и полностью оконтуренные отдельные пласты (см. рис. 6, з) протяженностью в десятки и первые сотни метров и мощностью 8–12 м. Обращает на себя внимание их преимущественно горизонтальное залегание.

В разрезе буровых профилей на ключевых участках КУ 08-87, КУ 07-88 и КУ ТИГМИ вскрываются фрагменты ледяных пластов, кровля которых залегает на глубинах от 2–4 до 12 м, а подошва — на глубинах от 5 до 15 м (см. рис. 7, а–з).

Положение подошвы и кровли ледяных залежей в пространстве между скважинами было уточнено благодаря электроразведочным исследованиям переменным током [14] и непрерывному радиолокационному зондированию [2] (рис. 8, 9).

Контакты с перекрывающими лед отложениями могут быть как первичными (т.е. сохранившимися со времени формирования пластового льда), так и вторичными (т.е. образовавшимися в результате постгенетического эрозионного вскрытия льда, см. рис. 2, б, размыва и последующего перекрытия склоновым и оползневым материалом).

Первичные контакты свойственны тем верхним частям ледяных залежей, которые не были затронуты процессом переработки вмещающих лед осадков. Обычно перекрывающие лед суглинки и



глины в приконтактной зоне характеризуются сетчатой криотекстурой (рис. 10, *a*) с толщиной отдельных вертикальных шпиров 10–20 см (толщина горизонтальных шпиров меньше). Объемная льдистость пород над поверхностью льдов достигает 50–60%. Вверх по разрезу льдистость уменьшается до 25–30% (здесь криогенная текстура неполносетчатая). Реже встречаются суглинки с атакситовой криотекстурой (рис. 10, *b*). Близ контакта с суглинками во льду часто встречается большое количество глинистых примесей в виде частиц размером 2–3 см. По мере удаления от контакта количество примесей уменьшается [19].

Первичный контакт залежи подземного льда и перекрывающих его отложений был изучен С.Ю. Пармузиным в 1980 г. [19] в обнажении III лагуно-морской террасы на реке Сеяха. Залежи подземного льда общей протяженностью более 1 км вскрылись небольшими фрагментами на трёх участках обнажения, прорезанного термоэрозийными оврагами и разрушаемого термоабразией (особенно активной в период половодья) (рис. 11). Высота обнажения от уреза воды составляла около 30 м. Угол его откоса — порядка 70°. В обнажении хорошо прослеживалось макроволнистое залегание слоев. Общее его строение характеризовалось многократным чередованием в разрезе мелко- или тонкозернистых песков светло-серого цвета, супесей и суглинков от светло-серого до темно-серого цвета с резкими тонкими (10–20 мм) прослоями черного цвета, циклическим строением (обусловленным наложением друг на друга выклинивавшихся по простиранию пачек мощностью до 0,5 м, каждая из которых подчеркивалась прослоями торфа толщиной около 3 см). Суглинков в обнажении был плотным, тугопластичным, плитчатой структуры, имеющим рыжий окисленный и ожелезненный оттенок. Пески серого и темно-серого цвета в некоторых пачках являлись отчетливо косослоистыми, тонкослоистыми или волнистослоистыми. Перекрывавшие лед тяжелые темно-серые суглинки (и легкая песчанистая глина) были сильно деформированы и имели сетчатую криогенную текстуру. Вторичные контакты формировались на тех участках, где ледяные пласты в ходе термоденудационной переработки террас частично вытаивали, перекрываясь более молодыми, чем вмещавшие лед, осадками. Эти контакты являлись более резкими, чем первичные. Изменений рисунка криогенной текстуры в перекрывавших лед склоновых отложениях в приконтактной зоне не прослеживалось, а их льдистость в этом месте не увеличивалась. В теле залежи близ контакта лед был чистым или с примесями минеральных частиц. В некоторых обнажениях, открывших вторичные контакты, прослеживался слой мощностью до 1 м, в котором примеси достигали не менее половины объема льда [19].

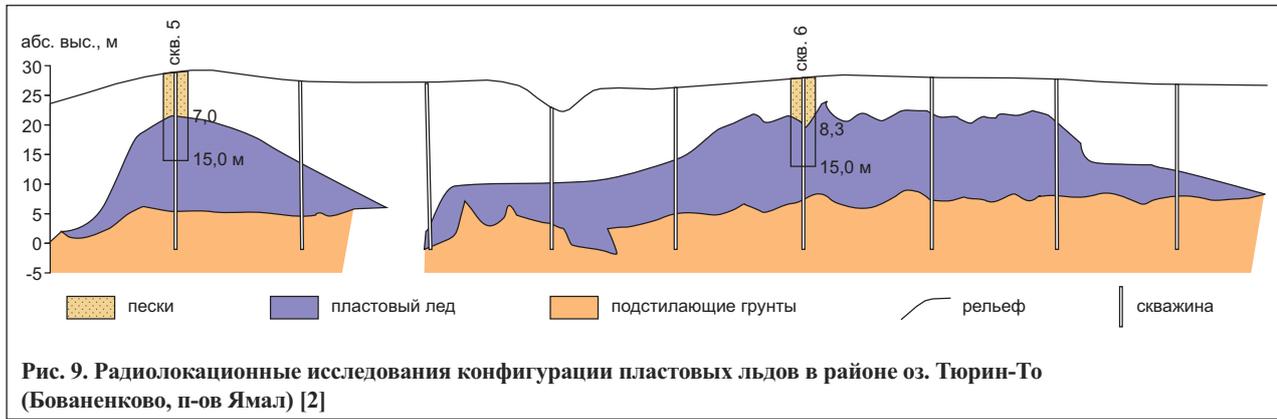
Образование ледогрунтового слоя на вторичных контактах иногда происходит в результате быстрого промерзания текущей по поверхности переувлажненной грунтовой массы, которая фор-

мируется по фронту обнаженного льда в процессе таяния перекрывающих его льдистых отложений. Подобные потоки ледогрунтовой массы, медленно текущей вниз от уступа разрушающегося льда, наблюдались на многих обнажениях пластовых льдов [19].

Большинство скважин, пробуренных в 1978–1979 гг. на склонах останцов террасы, вскрыли вторичные контакты. Здесь льды вскрывались эрозией и перекрывались обычно маломощным плащом склоновых осадков. Как считают С.Ю. Пармузин и С.Е. Суходольский [19], вторичные контакты свойственны большинству естественных выходов льда, встреченных на исследуемом междуречье. Они отмечают, что при бурении в 1977–1979 гг. в двух скважинах, расположенных на склоне небольшого останца на расстоянии 10 м друг от друга, лед был вскрыт на глубинах 3,6 и 3,1 м. Третья скважина глубиной 6 м, пробуренная на расстоянии 20 м от первых двух, кровли льда не достигла. В обнажении в верхней части склона лед залегал на глубине 1,5–1,8 м, а скважина 26-78, пробуренная в 30 м от обнажения, кровли ледяного тела не вскрыла. Таким образом, угол падения кровли льда достигал 15–20°. Две скважины глубиной 17 и 19 м (скв. 34–77 и 29-77) (см. рис. 11), пройденные на останце террасы правого берега реки Сеяха, подошвы льда не достигли.

В границах останца только скважина 27-78 вскрыла контакт с подстилающим лед мелкозернистым песком на абсолютной отметке 6 м. В северной части профиля близ долины реки Нгурияха три скважины вскрыли лед приблизительно на одних и тех же глубинах. Расстояния между скважинами составляли около 1 км, т.е. были слишком велики для того, чтобы уверенно предполагать вскрытие единого ледяного тела протяженностью до 2 км. В то же время материалы детальных исследований пластовых льдов в осадках, слагавших останец третьей террасы на правом берегу реки Сеяхи, дали основания С.Ю. Пармузину и С.Е. Суходольскому [19] предположить существование ледяных тел протяженностью 1–2 км и более. Размер этого останца по длинной оси, вытянутой в субширотном направлении, составлял примерно 8 км, по короткой — 2,5 км. На площадке площадью около 4 км² было пробурено более 50 скважин. На этом профиле длиной 2,3 км были вскрыты либо три разобщенных между собой ледяных массива, либо единое ледяное тело протяженностью около 2 км. Как отмечают С.Ю. Пармузин и С.Е. Суходольский [19], объем льда на этом участке, даже при осторожных подсчетах, в которых средняя мощность льда принята равной 12 м, превысил 4 млн м³.

Лед залежей очень разнообразен по текстуре и часто имеет разную структуру. Вблизи контактов с вмещающими отложениями лед нередко содержит большое количество грунтовых примесей (рис. 12, *a*), а иногда такие же примеси встречаются и на некотором расстоянии от контакта. В ряде фрагментов нами были встречены остроугольные



небольшие ксенолиты грунта, «плавающие» во льду, который был настолько хорошо раскристаллизован, что выглядел как единый огромный кристалл (рис. 12, б). По составу грунтовые примеси во льду в виде взвеси и отдельностей соответствуют вмещающим породам.

Пластовый лед часто имеет слоистую текстуру, деформированную в виде антиклинальной складки (рис. 12, в). Текстура многих из встреченных пластовых льдов является горизонтально-слоистой с толщиной прослоев от 5 до 50 см и более (рис. 12, г). Слоистость льда в верхней части часто бывает подчеркнута включениями супесей, суглинков, глин в виде слоев толщиной менее 1–10 мм.

Реже можно встретить линзы прозрачного льда с редкими пузырьками газов округлой формы (диаметром 2–5 мм). Иногда встречаются слои пузырьчатого льда толщиной до 5 см. В некоторых пластах лед исключительно чистый, «хрустальный» (рис. 12, д). Внутри линз прозрачного льда можно встретить прослойки молочно-белого цвета с большим количеством пузырьков газа. Выше и ниже молочно-белых прослоев льда может залегать лед темного цвета. Внутри прослоев отмечается более тонкая слоистость льда, связанная с неравномерным распределением минеральных примесей и включений газа. Пузырьки газа во льду, обычно мелкие и средних размеров, имеют округ-

лую форму. В крупных прослоях прослеживаются более тонкие и существенно деформированные слои льда. В линзе прозрачного льда была встречена и молниевидная структура (рис. 12, е), образованная скоплениями мелких воздушных пузырьков.

Время формирования пластовых льдов

Датирование формирования исследованных пластовых ледяных залежей требует ответа на два существенных вопроса: когда образовались отложения, вмещающие залежи, и когда происходило их промерзание.

Ранее В.И. Соломатин с соавторами [21] привели данные радиотермолюминесцентного (РТЛ) датирования шести образцов грунта из скважин в диапазоне от 22 ± 7 тыс. лет (из песчаного горизонта, непосредственно подстилающего пластовые льды) до 197 ± 25 тыс. лет на больших глубинах. Судя по РТЛ-датировкам, формирование мерзлых пород, подстилающих пластовые льды в разрезе третьей террасы, могло произойти 22–30 тыс. лет назад [21]. С этими цифрами уверенно согласуются и полученные автором настоящей статьи с сотрудниками результаты радиоуглеродного датирования растительного материала из вмещающих ледяные пласты отложений в толще третьей террасы (табл. 2).

Таблица 2

Радиоуглеродное датирование органического растительного материала из вмещающих ледяные пласты отложений в толще третьей прибрежно-морской террасы реки Сеяха (Мутная) в пределах Бованенковского ГКМ [11]			
Глубина, м	Датируемый материал	Лабораторный номер	^{14}C -возраст, лет
Обнажение на реке Сеяха напротив ГП-1 на высоте 2,5 м от уреза воды в реке	Торф	ГИН-13311	34200 ± 1000
Обнажение на реке Сеяха напротив ГП-1 на высоте 2,0 м от уреза воды в реке	Торф	ГИН-13312	26100 ± 150
Обнажение на реке Сеяха напротив ГП-1 на высоте 2,0 м выше кровли пластового льда	Торф	ГИН-13313	31900 ± 500
Обнажение рядом с термоабразионным цирком с глубины 1,1 м выше кровли пластового льда	Суглинок сильно оторфованный	ГИН-13314	28900 ± 1000
Обнажение рядом с термоабразионным цирком с глубины 10,3 м	Суглинок оторфованный	ГИН-13326	25600 ± 700
Обнажение рядом с термоабразионным цирком с глубины 1,3–1,4 м	Сильно оторфованный суглинок	ГИН-13327	25100 ± 500

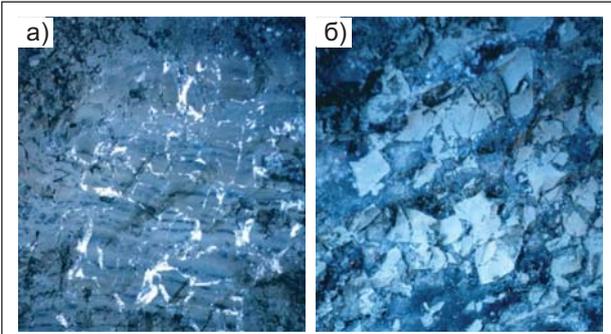


Рис. 10. Сегчатая (а) и атакситовая (б) криотекстура суглинков на контакте с пластовыми льдами Бованенковского ГКМ (фотографии Г.А. Ржаницына)

Несомненно, в табл. 2 имеются и удревленные датировки вследствие активного переотложения материала в субкавальной среде во время образования третьей террасы. К таковым относятся датировки 31 и 34 тыс. лет. Наиболее близки ко времени накопления суглинистых отложений третьей террасы цифры 25 и 26 тыс. лет. Это позволяет считать, что суглинки третьей террасы, вмещающие и перекрывающие пластовые залежи, формировались от 25 до 20 тыс. лет назад и несколько позднее. Следует напомнить, что это период завершающего цикла позднелепистоценового криохрона [7], когда климатические условия, судя по изотопному составу повторно-жильных льдов, формировавшихся в то время, были суровее современных. Зимы, как было показано автором с сотрудниками на основе изотопного анализа синхронных тому времени сингенетических жил Центрального Ямала, были в среднем холоднее современных на 6–8°C [7, 10].

Тот факт, что автору с коллегами удалось датировать по радиоуглероду отложения, вмещающие и перекрывающие пластовые льды, служит иллюстрацией насыщенности этих отложений органикой. Это указывает на то, что сильно оторфованные суглинки, вмещающие пластовые льды, формировались либо в мелководных прибрежных морских условиях, либо в условиях периодически осушавшегося пляжа или низкой лайды, куда органический материал поступал в результате размыва и переотложения, а также накапливался в периоды осушек и зарастания.

Учитывая, что в настоящее время все осушки такого типа как на пойме и бечевнике рек, так и на пляже и низкой лайде Карского моря и Байдаракской губы находятся в многолетнемерзлом состоянии, есть все основания быть уверенными в том, что и 25–20 тыс. лет назад в условиях существенно более суровых, чем современные, эти отложения практически сразу после накопления промерзали с формированием пластовых льдов при захвате промерзанием сильноводонасыщенных горизонтов (обычно это горизонты подстилающих суглинки песков, которые вмещают пластовые льды). Это дает все основания для выделения нового типа пластовых льдов — синкриогенных сегрегационных ледяных залежей, образование которых, скорее всего, также относится к периоду 25–20 тыс. лет назад.

Вариации стабильных изотопов кислорода и водорода

Изотопно-кислородный состав (значения $\delta^{18}O$) образцов, отобранных из пластовых льдов, варь-

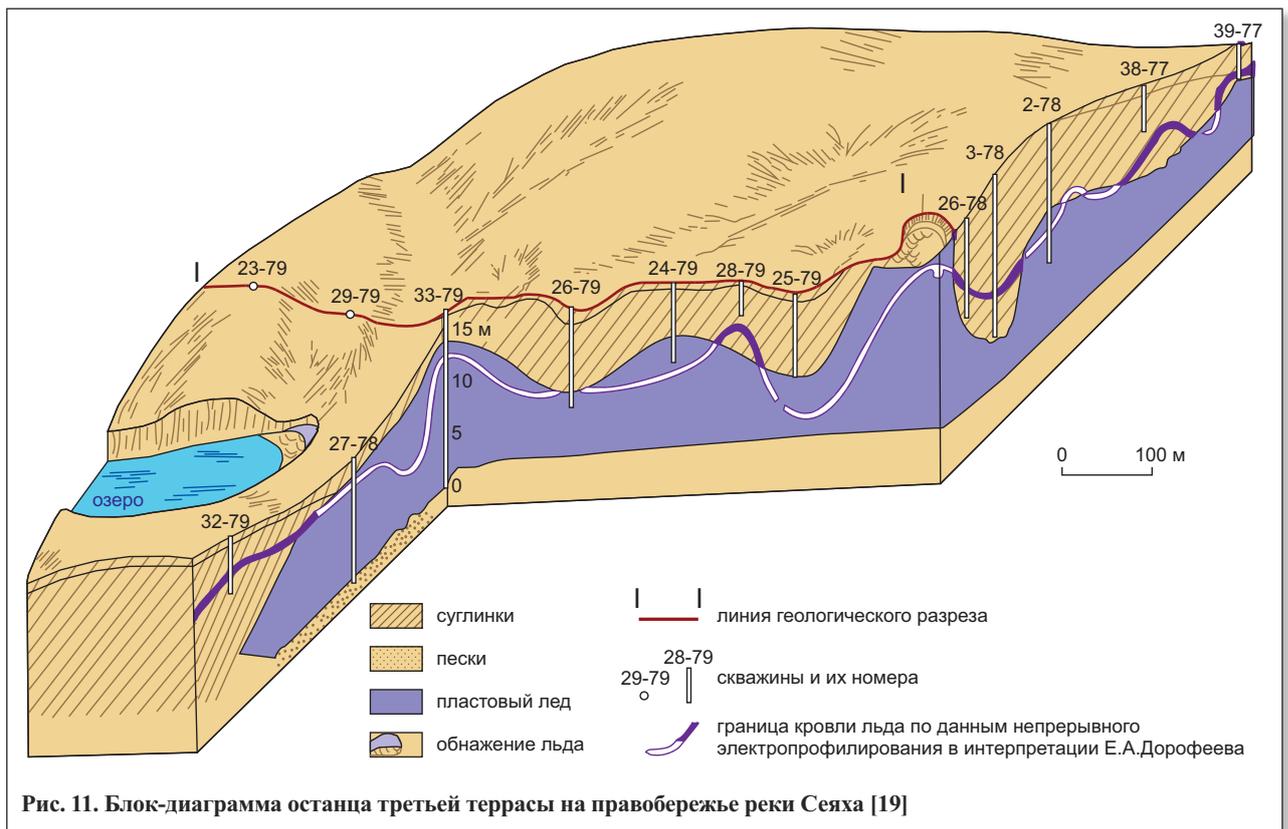


Рис. 11. Блок-диаграмма останца третьей террасы на правом берегу реки Сеяха [19]

ирует от $-12,49$ до $-22,95\%$ (здесь и далее относительно стандарта SMOW). Концентрация дейтерия (δD) колеблется от $-91,7$ до $-177,1\%$. Дейтериевый эксцесс (d_{exc}) изменяется от $3,4$ до $10,6\%$ (табл. 3). В ранее опубликованных работах [13, 17, 20, 21, 24, 29, 30] показано, что $\delta^{18}O$ в пластовых льдах варьирует от $-11,23$ до $-25,2\%$. По данным проведенных ранее 142 определений, более 60% значений $\delta^{18}O$ попадают в сравнительно узкий диапазон от -16 до -20% [21]. Значения $\delta^{18}O$ в белесом пузырчатом льду составляют от $-18,4$ до $-22,4\%$ (в среднем $-20,4\%$), в «хрустальном» льду — от $-17,4$ до $-25,4\%$ (в среднем $-22,7\%$), в ледогрунте — $-12,5\%$.

В работе Ф. Майкла [29] приведен изотопный профиль пластового льда мощностью $2,5$ м в отложениях третьей террасы реки Сеяха. Пласт подстилается песком. Вариации $\delta^{18}O$ в 28 образцах, отобранных с интервалом менее 10 см, были очень незначительными (они не превысили 1%), и значения $\delta^{18}O$ в среднем составили около -18% (рис. 13, а). Интересно, что в более ранней работе Ф. Майкл [29] привел данные по распределению $\delta^{18}O$ в ледяном покрове оз. Кухулу на Баффиновой Земле, где вариации $\delta^{18}O$ также не превысили 1% , а значения $\delta^{18}O$ в среднем составили около -21% (рис. 13, б). Сходство этих профилей заставляет думать и о возможном сходстве условий льдообразования в этих двух случаях.

По четырём другим фрагментам пластового льда в Бованенково Ф. Майклом были получены значения $\delta^{18}O$ от -15 до -24% . Однако внутри каж-

дого ледяного тела диапазон значений $\delta^{18}O$ все же был достаточно узким.

Автор с сотрудниками также получили весьма однородный изотопный профиль по пластовым льдам, вскрытым на глубине от 28 до 32 м в скважине 34-Р (табл. 3, рис. 14, а), где значения $\delta^{18}O$ варьировали от $-16,95$ до $-18,29\%$, а δD — от $-131,7$ до -146% . Такие же однородные изотопные профили были получены и по пластам 2 и 3, где вариации $\delta^{18}O$ не превысили 1% , а вариации δD составили менее 4% .

Вместе с тем в одном из обнажений была встречена пластовая залежь, содержание стабильных изотопов в которой заметно варьировало (рис. 9, б). В интервале глубин от $0,2$ до $0,8$ м от кровли пласта значения $\delta^{18}O$ варьировали от $-12,49$ до $-22,75\%$, а δD — от $-91,7$ до $-171,9\%$.

Такие существенные вариации, как было показано автором ранее [7], с большой долей достоверности свидетельствуют о льдовыделении при промерзании водонасыщенных грунтов в условиях закрытой системы (линзы сингенетических сегрегационных льдов в устье реки Гыда характеризовались вариациями $\delta^{18}O$ от -16 до -34%).

Характер распределения стабильных изотопов в пласте 4 (см. табл. 3, рис. 10, б) заставляет думать о первоначальном формировании изотопически более тяжелого льда в самой верхней и в самой нижней частях пласта, где значения δD выше (-130%), и о последующем образовании центральной части пласта, где значения δD ниже (-140%).

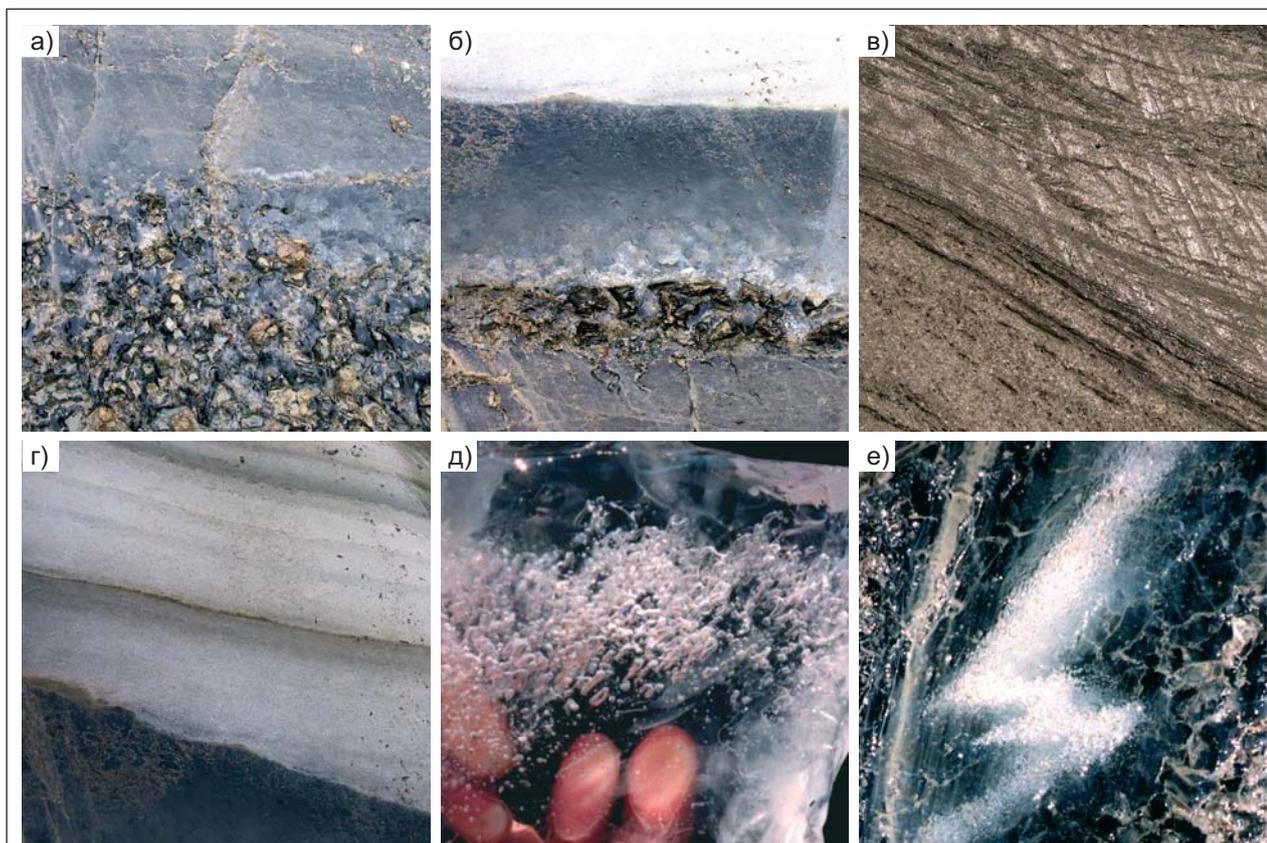


Рис. 12. Различная текстура пластовых ледяных залежей в пределах Бованенковского ГКМ: а, б — с ксенолитами грунта; в, г — слоистого; д — прозрачного; е — прозрачного с молниевидным рисунком (фотография Е.Е. Подборного и Г.А. Ржаницына)



Таблица 3

Содержание стабильных изотопов кислорода ($\delta^{18}O$) и дейтерия (δD) и значения дейтериевого эксцесса (d_{exc}) в пластовых льдах толщи третьей террасы реки Сеяха (Мутная), а также в образцах дождя, снега и воды из рек и озер на территории Бованенковского ГКМ [11]					
Полевой номер скважины	Глубина, м	Вид льда или воды	$\delta^{18}O$, ‰	δD , ‰	d_{exc} , ‰
Скважина 34-Р					
YuV-34P-1/0	28,50–32,40	Пластовый лед	-18,29	-141,8	4,5
YuV-34P-1/1	28,50–29,10		-17,73	-138,2	3,6
YuV-34P-1/2	29,10–29,70		-18,67	-145,0	4,4
YuV-34P-1/4	30,25–30,75		-18,89	-146,0	5,1
YuV-34P-1/5	30,75–31,40		-16,95	-131,7	3,9
YuV-34P-1/6	31,40–31,90		-18,33	-142,1	4,5
YuV-34P-1/7	31,90–32,40		-17,86	-139,5	3,4
Пласт 1. Обнажение на реке Сеяха напротив ГП-1 (глубина — от кровли пластового льда)					
YuV05-Bov/24	0,10	Пластовый лед	-21,69	-163,4	10,1
YuV05-Bov/25	0,45		-22,74	-171,3	10,6
YuV05-Bov/16	2,25		-21,55	-163,1	9,3
YuV05-Bov/27	3,15		-22,12	-167,2	9,8
YuV05-Bov/28	5,70		-22,62	-170,7	10,3
Пласт 2. Озеро в 1300 м от ППГ (глубина — от кровли пластового льда)					
YuV05-Bov/17	0,00	Пластовый лед	-22,54	-170,0	10,3
YuV05-Bov/18	0,40		-22,11	-167,6	9,3
YuV05-Bov/19	0,80		-22,75	-171,9	10,1
Пласт 3. Термоабразионный цирк к востоку от К-64 (глубина — от кровли пластового льда)					
YuV05-Bov/11	0,00	Пластовый лед	-22,79	-175,9	6,4
YuV05-Bov/14	0,50		-22,95	-176,4	7,2
YuV05-Bov/15	1,00		-23,13	-177,1	7,9
YuV05-Bov/12	1,50		-22,44	-173,1	6,4
YuV05-Bov/9	2,00		-22,61	-173,5	7,4
Пласт 4. Обнажение рядом с термоабразионным цирком (глубина — от кровли пластового льда)					
YuV05-Bov/54	0,00–0,20	Пластовый лед	-12,49	-91,7	8,2
YuV05-Bov/44	0,35–0,50		-18,47	-142,9	4,9
YuV05-Bov/51	0,50–0,85		-21,42	-162,6	8,8
YuV05-Bov/49	0,85–0,95		-22,75	-171,9	10,1
YuV05-Bov/43	0,95–1,05		-18,80	-144,4	6,0
YuV05-Bov/46	1,05–1,15		-19,11	-147,6	5,3
YuV05-Bov/45	1,50–1,70		-18,32	-142,2	4,4
YuV05-Bov/55	1,75–1,80		-19,24	-147,6	6,3
YuV05-Bov/50	1,80–1,95		-22,39	-169,6	9,5
YuV05-Bov/53	2,46–2,63		-16,85	-129,6	5,2
YuV05-Bov/48	2,63–2,87	-20,65	-159,4	5,8	
YuV05-Bov/65	-	Повторно-жильный лед	-13,54	-101,2	7,1
YuV05-Bov/3	2,00		-17,35	-135,5	3,3
YuV05-Bov/70	-		-13,65	-105,7	3,5
YuV05-Bov/32	120,00	Вода криопэга	-22,36	-168,9	10,0
Озерная вода					
YuV05-Bov/30	-	-	-21,92	-165,9	9,8
YuV05-Bov/60	-	-	-13,03	-98,8	5,4
YuV05-Bov/62	-	-	-18,58	-143,3	5,3
YuV05-Bov/67	-	-	-13,88	-97,3	13,7
YuV05-Bov/72	-	-	-13,57	-103,2	5,4
YuV05-Bov/74	-	-	-13,01	-102,8	1,3
Речная вода					
YuV05-Bov/66 (р. Сеяха)	-	-	-14,16	-106,6	6,7
YuV05-Bov/68 (р. Мордыяха)	-	-	-13,78	-103,5	6,7
YuV05-Bov/69 (р. Сеяха)	-	-	-13,65	-104,5	4,7
YuV05-Bov/59 (р. Сеяха)	-	-	-18,66	-143,1	6,2



В скважине 34-Р в интервале глубин от 28,5 до 32,4 м изотопный состав пластового льда достаточно однороден. Значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от -16,95 до -18,89‰, δD — от -131,7 до -146,0‰ (таким образом, диапазон вариаций $\delta^{18}\text{O}$ составляет 1,94‰, а δD — 14,3‰). По средним абсолютным значениям этот лед является наиболее изотопически тяжелым по сравнению с другими изученными здесь пластовыми залежами. Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ равно -18,1‰, среднее значение δD — -140,6‰. Изотопно-кислородная и дейтериевая кривые имеют одинаковую конфигурацию, что, скорее всего, указывает на равновесные условия фракционирования при формировании пластового льда.

В пластовой залежи № 4 разброс изотопных значений очень велик: в верхнем образце с глубины 0,2 м отмечены максимальные изотопные значения ($\delta^{18}\text{O} = -12,49\text{‰}$; $\delta D = -91,7\text{‰}$), а минимальные значения зафиксированы на глубине 0,9 и 1,9 м ($\delta^{18}\text{O} < -22\text{‰}$; $\delta D < -169\text{‰}$) (см. табл. 3). Если не брать в расчет верхний образец с аномально тяжелыми значениями, то $\delta^{18}\text{O}$ в интервале глубин 0,3–2,8 м варьирует от -16,85 до -22,75‰, а δD — от -129,6 до -171,9‰. Таким образом, диапазон вариаций по $\delta^{18}\text{O}$ составляет 5,9‰, а по δD — 42,3‰. Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ равно -19,13‰, средняя величина δD — -146,3‰. Изотопные кривые в этом случае также имеют одинаковую конфигурацию.

В пластовой залежи № 3 (см. табл. 3, рис. 15, а) изотопные значения в двухметровой толще льда очень однородны: значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от -22,4 до -23,13‰, а δD — от -173,1 до -177,1‰ (т.е. изменения $\delta^{18}\text{O}$ не превышают 1‰, а изменения δD не больше 5‰). Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ составляет -22,78‰, среднее значение δD — -175,2‰. Изменение содержания дейтерия также происходит согласно изменению содержания стабильного кислорода.

В пластовой залежи № 1 (рис. 15, б) изотопные значения в ледяном шестиметровом пласте очень однородны и варьируют по $\delta^{18}\text{O}$ от -21,55 до -22,74‰, а по δD — от -163,1 до -171,3‰. Таким образом, диапазон вариаций $\delta^{18}\text{O}$ составил 1,19‰, а δD — 8,2‰. Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ составило -22,14‰, а среднее значение δD — -167,14‰. Характер изотопных кривых указывает на то, что эти незначительные изменения содержания стабильных изотопов происходят синхронно для ^{18}O и для D .

Несколько неожиданно выглядят изотопные вариации в криопэге, где на глубине 120 м значение $\delta^{18}\text{O}$ составляет -22,36‰, а δD — -168,9‰. Ранее А.М. Тарасов [24] также привел достаточно низкие изотопные значения в криопэге близ оз. Войнунгто ($\delta^{18}\text{O} = -16,2\text{‰}$), изотопически близкие к полученным им значениям $\delta^{18}\text{O}$ для пластовых льдов в этом районе (рис. 16, 17) — от -16 до -17‰. Можно считать, что и в нашем случае криопэги изотопически близки к пластовым залежам. Это позволяет говорить о парагенезе пластовых льдов и криопэгов, имеющих общий источник воды.

Формирование системы «мерзлые породы — пластовые льды — криопэги» в некоторых аспектах рассмотрены И.Д. Стрелецкой и М.О. Лейбман [22], которые объясняют образование крио-

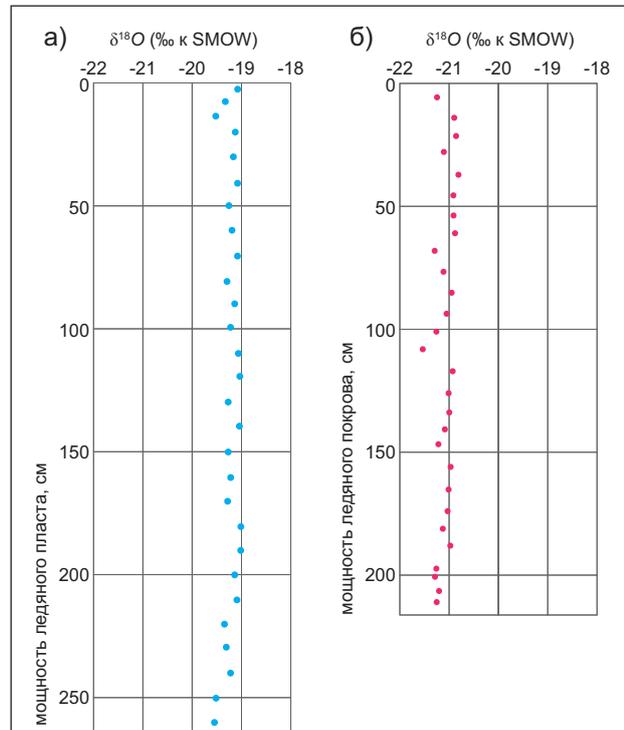


Рис. 13. Однородный изотопно-кислородный профиль по пластовому льду мощностью 2,5 м в районе Бованенково в точке Y8 (а) [30] и подобный ему однородный изотопно-кислородный профиль покровного озерного льда на оз. Кухулу на Баффиновой Земле (б) [29]

пэгов промерзанием вышедших на поверхность или на мелководье засоленных морских глин, подстилаемых песками, содержащими опресненные континентальными водами морские воды, и формированием пластового льда на границе раздела глина/песок и образованием в последнем остаточных рассолов-криопэгов.

С.М. Фотиев [26] в результате анализа ионно-солевого состава и минерализации поровых вод и текстурообразующих и пластовых льдов в обнажениях на берегу оз. Ней-То пришел к выводам, созвучным выводам автора:

1) в формировании современного строения «пластового комплекса» принимали участие два генетических типа вод — *седиментационные во-*

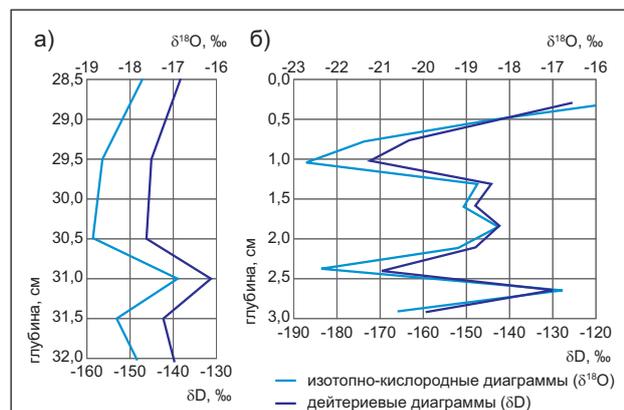


Рис. 14. Изотопно-кислородные и дейтериевые диаграммы по пластовому льду, вскрытому глубокой скважиной 34-Р (а), и по пласту № 4 (б) [11]

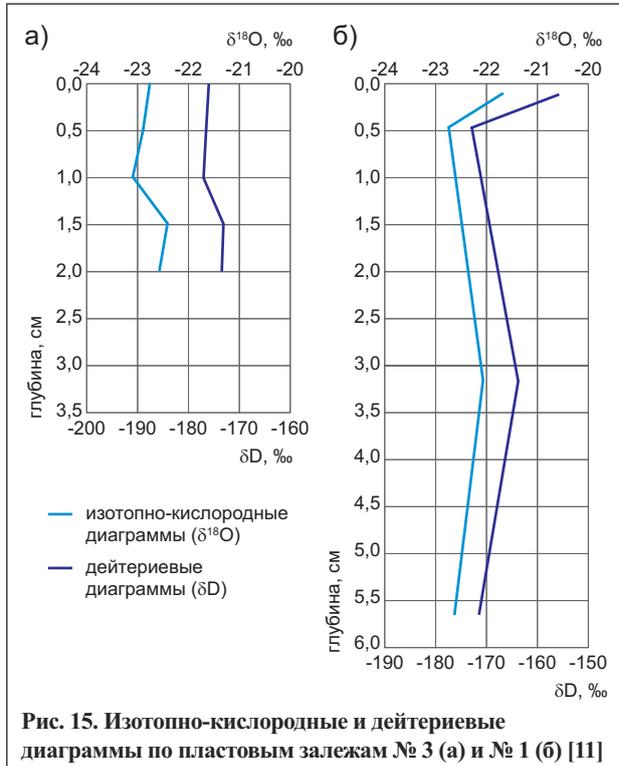


Рис. 15. Изотопно-кислородные и дейтериевые диаграммы по пластовым залежам № 3 (а) и № 1 (б) [11]

ды (которые участвовали в формировании ионно-солевого состава поровых вод и текстурообразующих льдов в промерзающих песчано-глинистых породах) и воды выщелачивания (которые участвовали в формировании пласта льда);

2) близость минерализации пластовых льдов в районе оз. Ней-То и в районе Бованенково к среднему составу атмосферных осадков и озерных вод указывает на генетическую связь этих вод и свидетельствует об активном участии озерных вод в формировании пластов льда в отложениях морского генезиса;

3) для обеспечения возможности проникновения озерной воды на значительные расстояния необходимо сезонное или многолетнее промерзание водоносных горизонтов в крупных подозерных таликах с образованием замкнутых систем, обладающих большими запасами ультрапресной воды и значительным криогенным напором;

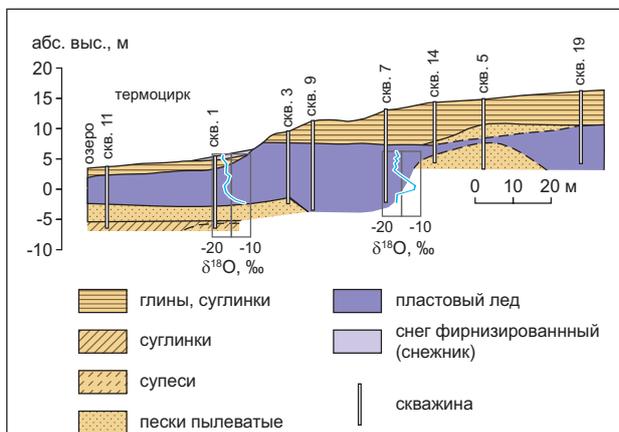


Рис. 16. Разрез пластовой залежи льда и изотопно-кислородные профили в центральной части Бованенковского месторождения (на участке 1-88) [24]

4) доставка воды к фронту промерзания осуществляется инъекционным путем; при формировании пласта льда превалирует процесс сегрегационного льдообразования; часть прослоев льда представлена конжеляционным льдом [26].

Показательно соотношение $\delta^{18}O$ и δD во льду пласта 4 — здесь все точки по образцам из пластовых льдов легли близ глобальной линии метеорных (атмосферных) вод (рис. 18), что указывает, с точки зрения автора, на сравнительно медленное промерзание водонасыщенной толщи (хотя изотопически и истощавшейся на заключительных фазах образования, но истощавшейся равномерно и по ^{18}O , и по 2H).

Вариации содержания пылицы и спор

При проведении палинологического анализа ледяного пласта 4 были обнаружены многочисленные остатки одноклеточных зеленых и диатомовых водорослей, возможно, указывавшие на существование в прошлом пресного или распресненного водоема, который был источником воды, питавшей пласт. Вероятнее всего, это были придонные иловые воды крупного озера или распресненной губы, которые промерзали или на дне, или на небольшой глубине в сильно разуплотненных илах. Как показали исследования А.К. Васильчук [4], палиноспектры в пластовых льдах существенно отличаются от спектров поверхностных ледников Арктики [1, 28]. Важно, что главное отличие этих двух видов природного льда зафиксировано в основной структуре палиноспектров для пластовых льдов. Локальная пыльца тундрового типа — обычное явление (в глетчерных же льдах Арктических куполов России и Канады она может встречаться только в исключительных случаях, да и то это будет пыльца лишь специфических растений, произрастающих у самого края ледника [5, 6]).

В пластовых льдах на территории Бованенковского ГКМ практически отсутствует или встречается лишь единично дальнезаносная пыльца сосен, в то время как пыльца региональных (*Betula sect. Nanae*, *Alnaster sp.*, *Salix*, *Cyperaceae* и др.) и локальных (*Ranunculaceae*, *Polygonaceae*, *Fabaceae*) компонентов [4] представлена достаточно широко. Концентрация пылицы и спор изменяется от 1300 экз/л (обр. YuV05-Bov/49, где преобладают локальные компоненты спектра *Cyperaceae*, *Polygonum sp.*, *Polemoniaceae*, *Liliaceae* и *Sparganium sp.*, а содержание переотложенных компонентов не превышает 8%) до 5 экз/л (обр. YuV05-Bov/46, где преобладает мелкая пыльца *Cyperaceae* и *Salix*).

Концентрация пылицы и спор не зависит от содержания глинистых частиц. Наиболее высокая их концентрация наблюдается как в присутствии глинистых частиц (обр. YuV05-Bov/49), так и при их отсутствии (обр. YuV05-Bov/53).

Содержание переотложенных палиноморф колеблется от 2 до 9%, что весьма характерно для современных озерных и ледяных вод и осадков на рассматриваемой территории [3].

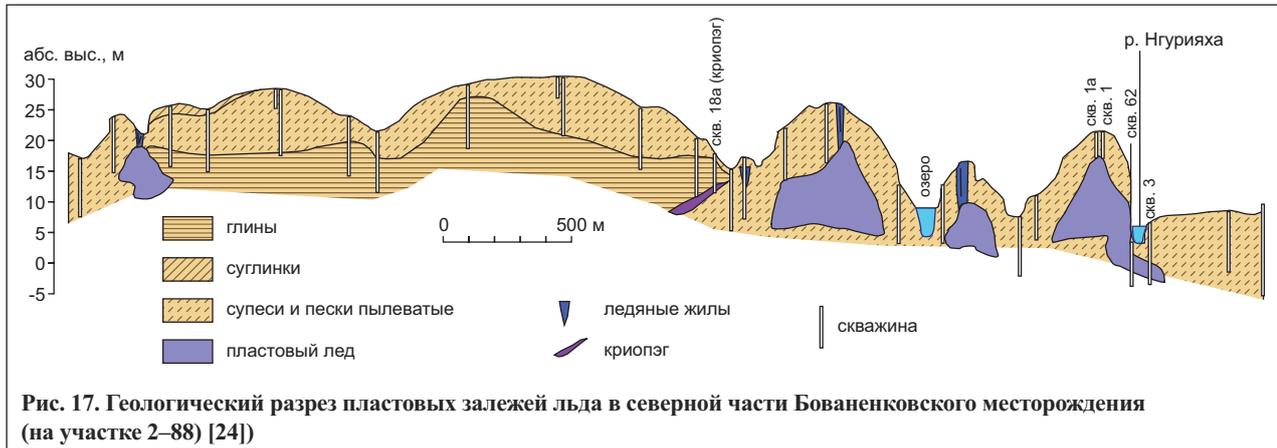


Рис. 17. Геологический разрез пластовых залежей льда в северной части Бованенковского месторождения (на участке 2–88) [24]

Обсуждение результатов

Возможной причиной формирования горизонтально-слоистой текстуры линз подземного льда может быть образование донного озерного льда. Так, например, в обнажении пластового льда на оз. Недармато лед залегают согласно с вмещающими его отложениями. Толщина прослоев различного по цвету льда, наклоны слоев и характер их выклинивания аналогичны характеру слоистости в перекрывающих лед отложениях. Эти факты, а также характер залегания и распространения линз льда и присутствие на контактах слоистости во льду тонких слойков органики (торфа) позволяют думать, что залежь подземного льда является как бы самостоятельной фацией лагунно-морских отложений эстуарного типа в толще осадков, слагающих III лагунно-морскую террасу.

Вместе с тем в происхождении Бованенковских залежей льда несомненно и участие сегрегационного, инъекционного, сегрегационно-инъекционного и инфильтрационно-сегрегационного механизмов льдовыделения в промерзающих водосодержащих осадках. Формирование части горизонтально-слоистых линз подземного льда могло происходить также путем захоронения донного льда, который должен был быть широко распространенным явлением в мелководных (глубиной до 1–2 м) лагунах в дельтах рек, существовавших на Ямале в промежутке времени от 30–35 тыс. до 10–15 тыс. лет тому назад. Похожие условия осадконакопления существуют и сегодня, например, на левобережье Обской губы.

Подобный вывод подтверждается тем, что даже в современных климатических условиях на севере Западной Сибири, начиная от широты Полярного круга, в неглубоких термокарстовых озерах донный лед часто встречается до второй половины теплого сезона года. Известно также, что в промежуток времени формирования отложений с залежами подземного льда среднегодовая температура воздуха была ниже современной на 5–6°C. Еще одним подтверждением возможности этого механизма формирования части пластовых залежей является особенность гидрологического режима рек Ямала, связанная с ежегодным образованием огромных наледных полей в их дельтах, сохраняющихся и в период прохождения поло-

водья. Таким образом, в указанном промежутке времени могли реально существовать условия для широкого погребения донных льдов и льдов наледных полей.

Вероятно, пластовые залежи в многолетнемерзлых толщах Бованенковского месторождения преимущественно относятся к внутригрунтовым ледяным образованиям, сформировавшимся сингенетически в процессе сегрегационного, сегрегационно-инфильтрационного или сегрегационно-конжеляционного льдообразования при промерзании водонасыщенных разуплотненных толщ (возможно, в подозерных таликах) 25–20 тыс. лет тому назад. Возможно, разные механизмы льдообразования участвовали на разных стадиях формирования пластового комплекса [27]. На первой стадии промерзания малоуплотненных донных осадков, скорее всего, преобладал механизм сегрегационного и, возможно, даже конжеляционного льдообразования. Вполне вероятно, что в это время могли также захораниваться небольшие пласты припайного и донного льда. После промерзания большей части толщи на первый план выходят сегрегационно-инъекционные и даже чисто инъекционные процессы. В отдельных фрагментах промер-

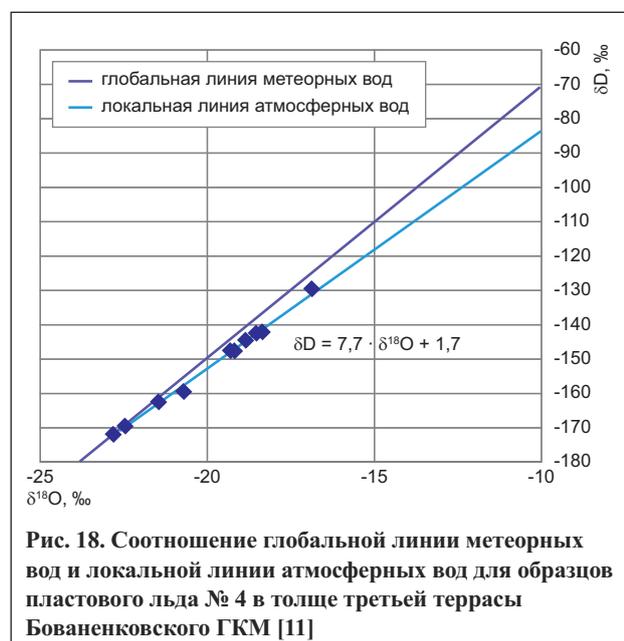


Рис. 18. Соотношение глобальной линии метеорных вод и локальной линии атмосферных вод для образцов пластового льда № 4 в толще третьей террасы Бованенковского ГКМ [11]



зающих толщ могли развиваться значительные объемные напряжения, приводившие к локальным инъекциям, выразившимся в образовании вертикальных шпиров над пластами или небольшими штоков и даек, пронизывающих горизонтальные ледяные тела.

Выполненные исследования показали, что пластовые льды на территории газоконденсатного месторождения Бованенково являются сингенетическими и гетерогенными: некоторые — сегрегационными, другие инфильтрационно-сегрегационными или инъекционно-сегрегационными, третьи возникли в результате конжеляционного образования льда из придонной и иловой озёрной воды, есть, видимо, и несколько фрагментов погребённых поверхностных плавучих и прибрежных озёрных, речных и даже морских льдин. Все они образовались последовательно/или параллельно в ходе единого цикла сингенетического промерзания около 25–20 тыс. лет назад. Этот цикл можно представить следующим образом. В прибрежных районах в результате осушения морского пляжа началось промерзание осадков с активным сегрегационным льдовыделением, а под отвесными абразионными берегами в это время могли захораниваться отдельные плавучие морские льдины. Сегрегационные процессы на контакте с захоранивающейся пластовой залежью могли образовывать в непосредственном контакте с погребёнными и сегрегационными пластовыми льдами. Так мог формироваться парагенез погребённых и сегрегационных пластовых льдов. На осушках, косах и отмелях пляжах, где шло сингенетическое (или диагенетическое) сегрегационное льдообразование, могли формироваться относительно маломощные пласты сегрегационного льда. Однако промерзание было дифференцированным вдоль побережья, какие-то массивы промерзали активнее и масштабнее, другие более продолжительное время оставались тальми и водонасыщенными. Это приводило к образованию замкнутых водонасыщенных таликовых зон, где создавались предпосылки к инъекционному льдовыделению. Здесь могли формироваться деформированные типичные инъекционные льды, которые, однако, также в процессе льдовыделения содержали и сегрегационный лёд, а сегрегационные процессы по периферии формировавшихся инъекционных пластовых льдов могли образовывать в непосредственном контакте с инъекционными и сегрегационными пластовыми льдами. Так мог формироваться парагенез инъекционных и сегрегационных пластовых льдов.

В отдельных случаях замкнутые водонасыщенные таликовые зоны могли образовываться под теми участками, где захоранивались плавучие льды, под которыми создавались предпосылки к инъекционному внедрению под давлением воды снизу и последующему инъекционному льдовыделению. Эта интрузия воды и льда приводила к существенной деформации вышележающих отложений с уже погребённой льдиной и формиро-

ванию парагенеза инъекционных и погребённых пластовых льдов.

В непосредственном контакте с этими морскими осушками, на более высоких сильно заозёрных маршевых и лайдовых берегах, под мелкими, но обширными озёрами создавались предпосылки к инфильтрационному льдообразованию в несквозной чаше протаивания под озером и зимнему конжеляционному льдообразованию и формированию донных озёрных льдов. Последующее захоронение этих донных озёрных льдов вело к формированию парагенеза инъекционных и погребённых пластовых льдов.

Заключение

1. Приведенные данные указывают на то, что в многолетнемерзлых толщах Бованенковского месторождения пластовые залежи гетерогенны.

2. Пластовые ледяные залежи в изучаемом районе сформировались 25–20 тыс. лет назад.

3. Рассматриваемые пластовые залежи преимущественно относятся к внутригрунтовым ледяным образованиям, сформировавшимся сингенетически в процессе сегрегационного, сегрегационно-инфильтрационного или сегрегационно-конжеляционного льдообразования при промерзании водонасыщенных разуплотненных толщ.

4. Возможно, образование пластовых залежей частично происходило в подозерных таликах. Отдельные пласты могли образовываться и внутриводно, в зоне смешения пресных и переохлажденных соленых вод. По-видимому, на разных стадиях формирования пластового комплекса участвовали различные механизмы льдообразования, а в отдельных фрагментах разреза на заключительной стадии промерзания развивались значительные объемные напряжения, приводившие к локальным инъекциям, выразившимся в образовании вертикальных шпиров над пластами или небольших штоков и даек, пронизывавших горизонтальные ледяные тела.

5. Одной из причин, приводившей к формированию ледяных пластов под дном озер или озерно-болотных массивов, могла быть ингрессия холодных (с температурой заметно ниже -2°C) морских вод на поверхность сильно заозеренной прибрежно-морской лайды (ныне третьей террасы), что приводило к резкому охлаждению воды и донной суспензии, промерзанию и активному льдовыделению с образованием обширных донных ледяных пластов под большими по площади, но мелкими озерами.

Работа выполнена при частичном финансировании РФФИ (грант 08-05-01068) и Федерального агентства по науке и инновациям (госконтракт 02.740.11.0337). Автор благодарен А.К.Васильчук, Н.А.Буданцевой, Ю.Н.Чижовой, Е.Е.Подборному, Ф.А.Романенко и Г.А.Ржаницыну за помощь при подборе материалов для статьи. ♣



СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев А.А., Николаев В.И., Большаинов Д.Ю., Петров В.Н. Результаты палинологических исследований ледяного керна с ледникового купола Вавилова, Северная Земля // *Материалы гляциологических исследований*. 1997. Вып. 83. С. 112–120.
2. Богородский В.В. Применение непрерывного радиолокационного зондирования для исследований пластовых льдов // *Пластовые льды криолитозоны*. Якутск: Изд-во ИМ СО АН СССР, 1982. С. 115–121.
3. Васильчук А.К. Особенности формирования палиноспектров в криолитозоне России. — М.: Изд-во МГУ, 2005. 245 с.
4. Васильчук А.К. Палинология и хронология полигонально-жилых комплексов в криолитозоне России / Под ред. дейст. чл. РАЕН, проф. Ю.К. Васильчука. М.: Изд-во МГУ, 2007. 488 с.
5. Васильчук А.К., Васильчук Ю.К. Локальные палиноспектры — новый критерий неледникового генезиса пластовых льдов // *Доклады РАН*. 2010. Т. 433. № 3. С. 655–661.
6. Васильчук А.К., Васильчук Ю.К. Сопоставление палиноспектров пластовых и глетчерных льдов для криогенетической индикации // *Криосфера Земли*. 2010. Т. 14. № 3. С. 23–36.
7. Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций): В 2 т. М.: Отдел теоретических проблем РАН, МГУ, ПНИИИС. 1992.
8. Васильчук Ю.К. Пластовые ледяные залежи // *Криосфера Харасавейского газоконденсатного месторождения* / под ред. Ю.К. Васильчука, Г.В. Крылова, Е.Е. Подборного). Тюмень-СПб.: Недра, 2006. С. 160–193.
9. Васильчук Ю.К. Пластовые льды в долине Ямальского Юрибея // *Инженерные изыскания в строительстве: Реф. сб. ПНИИИС*. М.: ПНИИИС, 1980. Сер. I. Вып. 2. С. 17.
10. Васильчук Ю.К. Повторно-жилые льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. М.: Изд-во МГУ, 2006. 404 с.
11. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н., Папеш В., Подборный Е.Е., Сулержицкий Л.Д. Изотопно-кислородная и дейтериевая индикация генезиса пластовых льдов и их ^{14}C возраст. (Бованенково, Центральный Ямал) // *Доклады Российской академии наук*. 2009. Т. 428. № 5. С. 675–681.
12. Васильчук Ю.К., Петров О.М., Васильчук А.К. Некоторые замечания о стратиграфическом значении залежи пластового льда в казанцевских отложениях центрального Гыдана // *Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода*. М.: Наука, 1986. Вып. 55. С. 111–117.
13. Геокриологические условия освоения Бованенковского месторождения / отв. ред. В.В. Баулин. Тюмень: Институт проблем освоения Севера СО РАН, 1996. 240 с.
14. Дорофеев Е.А. Применение электроразведочных методов переменного тока для изучения пластовых льдов // *Пластовые льды криолитозоны*. Якутск: Изд-во ИМ СО АН СССР, 1982. С. 121–129.
15. Дубиков Г.И. Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири: Монография. М.: ГЕОС, 2002. 246 с.
16. Жесткова Т.Н., Шур Ю.Л. О генезисе пластовых льдов // *Вестник Московского университета. Сер. Геология*. 1978. № 3. С. 35–42.
17. Крицук Л. Н., Дубиков Г. И., Поляков В.А. Использование стабильных изотопов при изучении подземных льдов // *Материалы гляциологических исследований*. М.: Изд-во АН СССР, 1986. Вып. 55. С. 92–97.
18. Кузьмин Е.В., Хрулёв А.С., Савич О.И., Карпунин А.Н. Перспективы создания подземных камер-хранилищ в отложениях погребённого пластового льда полуострова Ямал // *Сборник научных трудов по материалам симпозиума Неделя горняка — 2007. Семинар №17. Горный информационно-аналитический бюллетень МГГУ*. М. 2008. С. 331 — 336.
19. Пармузин С.Ю., Суходольский С.Е. Пластовые льды Среднего Ямала и их роль в формировании рельефа // *Пластовые льды криолитозоны*. Якутск: Изд-во ИМ СО АН СССР, 1982. С. 51–61.
20. 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 // *Проблемы общей и прикладной геоэкологии Севера* / под ред. В.И. Соломатина. М.: Изд-во МГУ, 2001. С. 41–68.
21. Соломатин В.И., Коняхин М.А., Николаев В.И., Михалев Д.В. Условия залегания и состав пластовых льдов на полуострове Ямал // *Материалы гляциологических исследований*. 1993. Вып. 77. С. 139–149.
22. Стрелецкая И.Д., Лейбман М.О. Криогеохимическая взаимосвязь пластовых льдов, криопэггов и вмещающих их отложений Центрального Ямала // *Криосфера Земли*. 2002. Т. 6. № 3. С. 15–24.
23. Строение и свойства пород криолитозоны южной части Бованенковского газоконденсатного месторождения / отв. ред. Е.М. Чувиллин. М.: ГЕОС, 2007. 137 с.
24. Тарасов А.М. Опыт применения изотопно-кислородного метода изучения подземных льдов при проведении инженерно-геокриологической съемки // *Методы инженерно-геокриологической съемки*. М.: Изд-во ВСЕГИНГЕО, 1990. С. 118–133.
25. Трофимов В.Т., Васильчук Ю.К., Баулин В.В. и др. Геокриология СССР. Западная Сибирь. М.: Недра, 1989. 454 с.
26. Фотиев С.М. Генезис пластов льда в морских отложениях Ямала // *Криосфера Земли*. 2003. Т. 7. № 1. С. 63–75.
27. Хименков А.Н., Брушков А.В. Введение в структурную криологию. М.: Наука, 2006. 279 с.
28. Bourgeois J.C. Seasonal and interannual pollen variability in snow layers of arctic ice caps // *Review of Palaeobotany and Palynology*. 2000. V. 108. №. 1–2. P. 17–36.
29. Michel F.A. Isotope techniques in permafrost investigations // *Geocryological studies in Arctic regions / Proceedings of the International Symposium, 1989, Yamburg, USSR*. Tyumen: Northern Development Institute Reprint, 1989. P. 130–145.
30. Michel F.A. The relationship of massive ground ice and the Late Pleistocene history of Northwest Siberia // *Quaternary International*. 1998. V. 45–46. P. 43–48.