

Палеогляциология

УДК 551.345

doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-553-564

Текстура и структура подземных льдов позднего голоцена севера Западной Сибири

© 2017 г. Я.В. Тихонравова^{1*}, Е.А. Слагода¹⁻³, В.В. Рогов^{1,2,4}, Э.И. Галеева¹, В.В. Курчатова¹¹Тюменский научный центр СО РАН, Тюмень, Россия; ²Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия;³Тюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия;⁴Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*tikh-jana@yandex.ru

Texture and structure of the Late Holocene ground ice in the Northern West Siberia

Ya.V. Tikhonravova^{1*}, E.A. Slagoda¹⁻³, V.V. Rogov^{1,2,4}, E.I. Galeeva¹, V.V. Kurchatov¹¹Tyumen Scientific Center of the Siberian Branch, RAS, Tyumen, Russia; ²Tyumen State University, Tyumen, Russia;³Industrial University of Tyumen, Tyumen, Russia; ⁴Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*tikh-jana@yandex.ru

Received May 25, 2017

Accepted August 19, 2017

Keywords: *texture and structure of ice, petrographic method, ice veins, ice of thawing cavity, crack ice, ice of thermoerosional niche.*

Summary

The Late Holocene ground ices are occurred due to freeze cracking, slope, thermocast, thermoerosion processes. New formation ice within may intervene to the Pleistocene, lower Holocene ground ice and permafrost and can really complicate their structure. Relationship between seasonal and perennial new formation of ice with massive ice and permafrost was studied in cross section of the North Western Siberia. The features of texture and structure of ice formed in the thawing cavities, some cracks were determined. The differences in structure of the late Holocene ground ices and ground ices of the early Holocene and late Pleistocene were defined. The differences in ground ice texture and structure depend to the cavity configuration of the freezing and cracks and freezing temperature conditions. The quantitative parameters of the crystal structure can be used to identify closed-cavity ice and crack ice in the composition of massive ice and determine mechanisms and conditions of formation before the Holocene ice wedges.

Citation: Tikhonravova Ya.V., Slagoda E.A., Rogov V.V., Galeeva E.I., Kurchatov V.V. Texture and structure of the Late Holocene ground ice in the Northern West Siberia. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2017. 57 (4): 553–564. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-553-564

Поступила 25 мая 2017 г.

Принята к печати 19 августа 2017 г.

Ключевые слова: лёд полостей протаивания, лёд термоабразионной ниши, лёд трещин, петрографический метод, текстура и структура льда, элементарные жилки.

В разрезах севера Западной Сибири изучено соотношение новообразований льда с залегающими льдами и мёрзлыми отложениями. Определены особенности текстуры и структуры льдов, сформированных в полостях протаивания, трещинах отседания и трещинах в тыловой части оползневых блоков мёрзлых пород. Установлены отличия структуры подземных льдов позднего голоцена от подземных льдов раннего голоцена и позднего плейстоцена.

Введение

Современная климатическая обстановка с трендом потепления в криолитозоне способствует развитию склоновых, термокарстовых, термоэрозионных и термоабразионных процессов, активно разрушающих мёрзлые толщи с подземными льдами. При этом в естественных обнажениях наблюдаются многочисленные просадки, полости, промоины и трещины, в которых при

попадании воды и последующем её замерзании образуются льды, осложняющие строение подземных льдов раннего голоцена и плейстоцена. Полигонально-жильный лёд может содержать позднеголоценовые элементарные жилки, а также лёд, образованный в термокарстовых полостях — желобах, термоэрозионных промоинах и просадках [1, 2]. К пластовым льдам может примерзать речной или морской лёд, вода, скопившаяся в термоабразионной нише вблизи

уреза воды, а также снег, преобразующийся в фирн и многолетние снежники [3–5]. В мёрзлых толщах на склонах долин, хасыреев и в уступах обнажений часто встречается термокарстово-полостной (термокарстово-пещерный, согласно терминологии Б.И. Втюрина) лёд под мёрзлыми осыпями [6, 7], в трещинах отседания и тыловых частях оползневых блоков.

Согласно представлениям П.А. Шумского, А.И. Попова, Б.И. Втюрина и В.И. Соломатина [6–9], соотношение разновидностей позднеголоценовых льдов с вмещающими ледяными телами и мёрзлыми породами, структурно-текстурные особенности новообразованных льдов и их кристаллическое строение определяются характером (формой и ориентировкой) полостей, их размерами и условиями промерзания. Льды, заполняющие горизонтальные, наклонные, вытянутые, линзовидные и неправильной формы пустоты и трещины, согласно этим представлениям, промерзают с боков — от мёрзлых стенок к центру с формированием чёткого шва и структурно-текстурных особенностей, что обусловлено положением полости в пространстве.

П.А. Шумский [6] и Б.И. Втюрин [7, 10] установили, что термокарстово-полостной лёд, образованный при всестороннем промерзании воды в полости в замкнутых и полузамкнутых условиях, отличается радиально-лучистой ориентировкой пузырьков воздуха, мелкозернистостью и наличием минеральных примесей. Строению позднеголоценовых льдов уделяется гораздо меньше внимания, чем залежеобразующим подземными льдам разного генезиса. Цель работы — установить текстурно-структурные особенности позднеголоценовых льдов, осложняющих строение раннеголоценовых и плейстоценовых подземных льдов.

Методы исследований

К одному из методов изучения подземных льдов, применение которого в нашей стране началось с середины XX в., относится петрографический анализ, цель которого — исследование их кристаллического строения. В проведённых авторами исследованиях использованы главные принципы петрографического метода, дополненные П.А. Шумским и

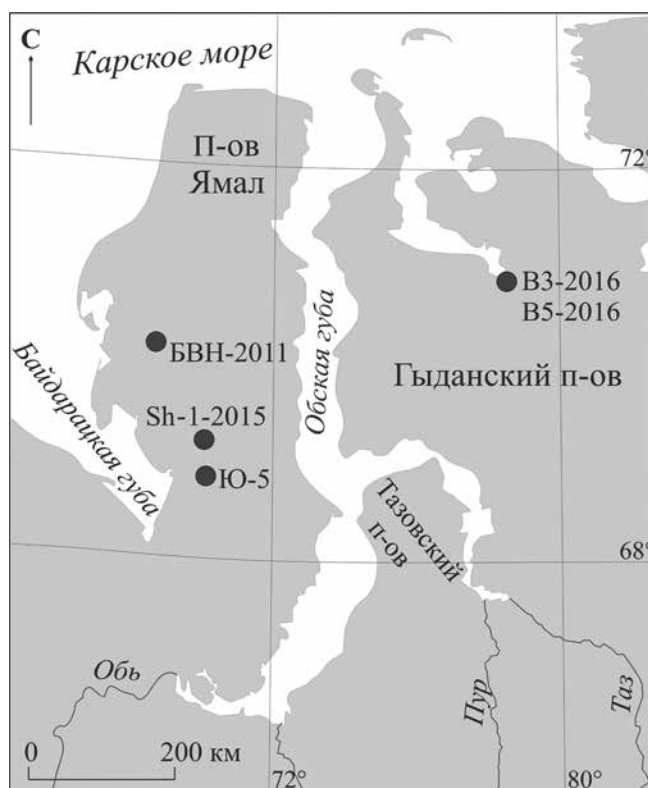


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов мёрзлых толщ с верхнеголоценовыми подземными льдами
Fig. 1. Schematic map of the study permafrost cross sections with the Upper Holocene ground ices

Б.А. Савельевым [6, 11]. Экспедиционные работы предусматривали описание разрезов и залегания льдов на исследуемых участках (рис. 1), отбор ориентированных монолитов льда по методике Э.Д. Ершова [12], сохранение в мёрзлом состоянии и транспортировку их в лабораторию. Приготовление шлифов льда, фотографирование при помощи поляроида, их описание выполнены в лаборатории криотрасологии Института криосферы Земли СО РАН по методике, изложенной в упомянутых монографиях и пособиях П.А. Шумского и Б.А. Савельева.

Шлифы льда были изготовлены в трёх срезах: «а» — вертикальный поперечный; «в» — вертикальный продольный; «с» — горизонтальный. В работе использовался поляроид с диаметром стекла 14 см и зазором между масштабной линейкой и поверхностью шлифа 3 см, что учитывалось при вычислении количественных параметров кристаллов льда. Статистическая обработка структуры льда проводилась оригинальной компьютерной программой «Crystal»,

разработанной В.М. Калайджаном совместно с авторами статьи. Одна часть рассчитываемых параметров – площадь осреднённого кристалла S , периметр осреднённого кристалла P , коэффициент извилистости границ кристаллов C – рассчитаны по методике П.А. Шумского [6]. Другая часть параметров вычислялась по предложению В.В. Рогова [13]. К ним относятся: минимальное $P_{\min}$ и максимальное $P_{\max}$ значения периметра зарисовки кристаллов; средний поперечник кристаллов D , рассчитываемый как диаметр круга равной площади; коэффициент удлинённости C_{el} , вычисляемый как отношение средней максимальной диагонали к среднему поперечнику кристалла; коэффициент формы C_f , рассчитываемый как отношение среднего периметра границ кристаллов к длине окружности круга равной площади; коэффициент различия размеров кристаллов C_{diff} , рассчитываемый как отношение максимального периметра кристалла к минимальному; угол отклонения максимальной диагонали от условной горизонтали A (по отношению к которой ориентирован шлиф). Значения A близкие к 45° – кристаллы не ориентированы; близкие к 0° (условная горизонталь) и 90° (условная вертикаль) имеют тенденцию к горизонтальной и вертикальной ориентировке кристаллов соответственно. Оценка кристаллической структуры учитывает также характер текстуры льда. При наличии слоёв, линз или участков с включениями грунта расчёт параметров структуры для каждой разности выполнялся отдельно. В расчёты не были включены мелкие редкие кристаллы, их фрагменты на стыках и части, обрезанные при изготовлении шлифа.

Разновидности современного льда

Термокарстово-полостной лёд. На п-ове Ямал в районе месторождения Бованенково, в пределах морской равнины III [14], в расчиске БВН-2011 (см. рис. 1) в межполигональной канавке под торфом вскрыт термокарстово-полостной лёд на глубине 0,25–0,3 м. Вмещающая лёд полость в плане округлая с отходящими вбок прожилками, имеет в разрезе V -образную форму, ширину сверху 20 см, внизу 3–5 см (рис. 2, А). Лёд сверху полости имеет два или несколько осевых швов со скоплениями круп-

ных круглых пузырьков воздуха, радиально-лучистую текстуру, образованную цилиндрическими пузырьками, вытянутыми от стенок полости к центру (рис. 3, А). В нижней узкой части ледяного включения выражен один осевой шов, выполненный фрагментами растительных остатков из торфяного горизонта, цилиндрические пузырьки воздуха ориентированы перпендикулярно шву. Кристаллы льда в двух срезах «с» имеют сложную форму ($C_f \sim 1,55$), вытянуты ($C_{el} = 1,56$) и ориентированы по нормали к стенкам и осевому шву ледяного включения (таблица). В верхнем срезе «с1» кристаллы льда имеют $S = 0,7 \text{ см}^2$, $D = 1,1 \text{ см}$, $P = 5,6 \text{ см}$, достаточно однородны по размеру ($C_{diff} \sim 5$) (см. рис. 3, А). Органические примеси расположены вблизи стенок мёрзлого торфа, пузырьки воздуха главным образом приурочены к границам кристаллов и швам. В нижней части ледяного включения (срез «с2») кристаллы льда имеют $S = 0,4 \text{ см}^2$, $D = 0,8 \text{ см}$, $P = 3,6 \text{ см}$, однородны по размеру ($C_{diff} \sim 5$), органические примеси приурочены как к краям, так и к осевому шву, пузырьки воздуха расположены внутри кристаллов. Изометричные формы, наименьшие S , D и P ($C_{diff} = 5$) характерны для базисных плоскостей кристаллов, которые выходят в срезе «в» (см. таблицу).

Лёд трещин отседания. На севере Гыданского п-ова, в районе с. Гыда, озёрно-аллювиальная терраса II [15] сложена мёрзлыми слоистыми песками и супесями с полигонально-жильными и крупными линзовидными пластами льда [16]. В 2016 г. в береговом обнажении вскрыты льды трещин отседания, секущие полигонально-жильный лёд или примыкающие к его боковым стенкам (см. рис. 2, Б, В).

Трещины отседания (расчиска В5-2016, см. рис. 1) шириной 5–20 см выполнены льдом, имеют чёткие контуры, залегают в мёрзлых слоистых песчаных отложениях на глубине 1,3–2,3 м (см. рис. 2, Б). Лёд верхней части трещины вытаял, на что указывает проседание слоёв охристых песков надо льдом и вдоль стенок трещины. Трещины расходятся вниз и вверх вдоль бокового контакта полигонально-жильного льда, не пересекая его. Лёд в трещинах прозрачный, с незначительной примесью минеральных частиц в середине и круглых пузырьков, ориентированных вертикально; осевой шов выражен только в трещинах, залегающих глубже от по-

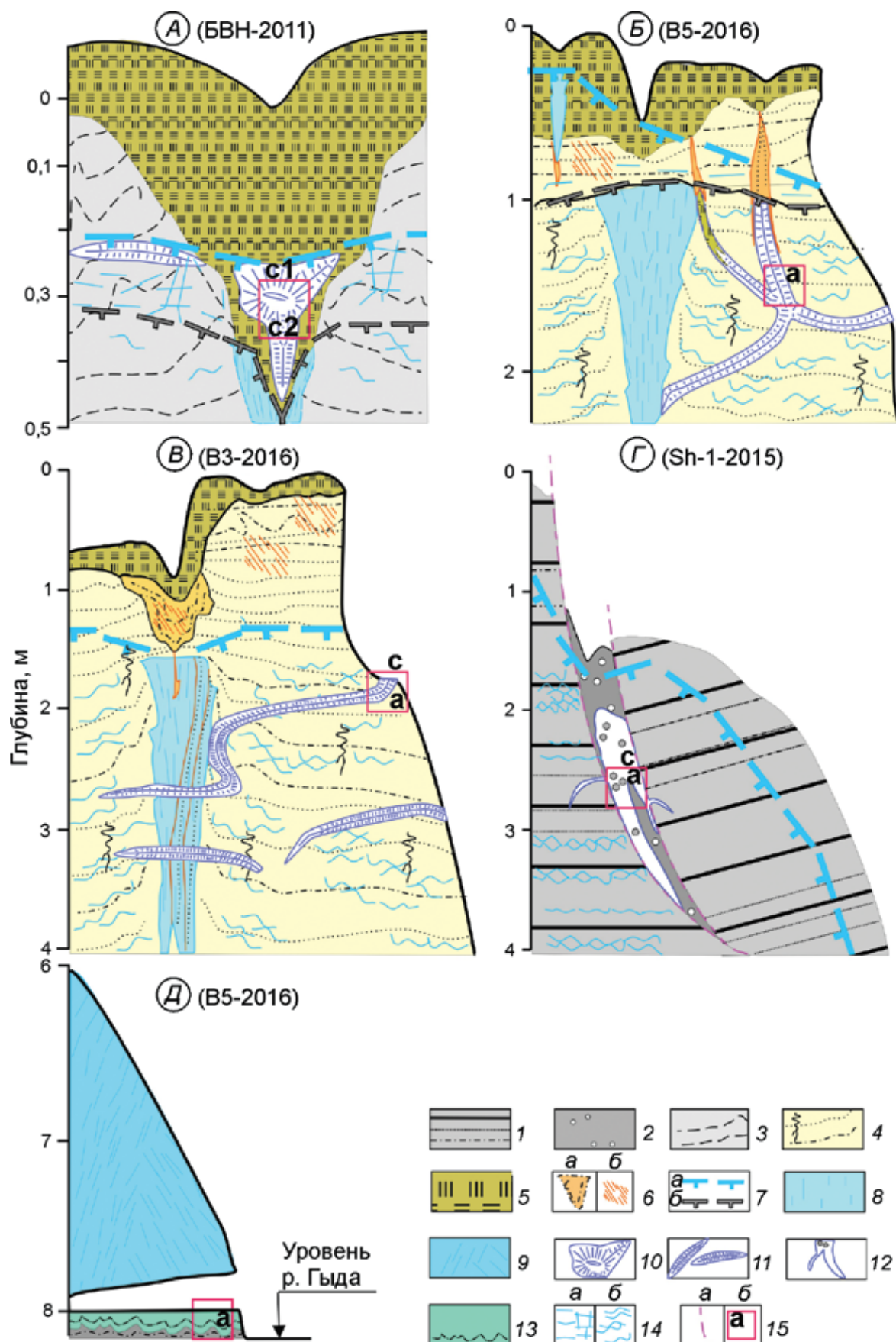


Рис. 2. Разрезы мёрзлых толщ с верхнеголоценовыми подземными льдами:

А — термокарстово-полостные; *Б* — трещины отседания в мёрзлых песках; *В* — трещины отседания, секущие полигонально-жильный лёд; *Г* — полостей тыловой зоны оползневого блока глин; *Д* — термоабразионной ниши; *1* — глины засоленные слоистые; *2* — глинистые брекчии в плоскости скольжения оползневого блока; *3* — суглинки; *4* — пески, супеси слоистые с нитевидными корешками; *5* — торф автохтонный; *6* — псевдоморфозы (*а*), пятна, полосы ожелезнения (*б*); *7–13* — криогенное строение: *7* — границы сезонного протаивания современная (*а*), реликтовая (*б*); *8* — полигонально-жильный лёд; *9* — пластовый лёд; *10* — термокарстово-пещерный лёд; *11* — трещинный в полостях вытаивания и отседания песков; *12* — лёд полости тыловой зоны оползневого блока; *13* — лёд термоабразионной ниши; *14* — криогенные текстуры линзовидные решётчатые (*а*), микролинзовидные параллельные (*б*); *15* — плоскость скольжения оползневого блока (*а*), места отбора и плоскости сечения монолитов льда (*б*): *а* — вертикальный срез, *с* — горизонтальный срез

Fig. 2. The permafrost cross sections with the Upper Holocene ground ices:

A — closed-cavity ice; *B* — crack ice inside the fissure of detached block of frozen sand; *B* — crack ice inside the fissure of detached block that cross ice wedge; *Г* — cavity ice in back side zone of clay block creep; *Д* — ice of thermoerosional niche; *1* — laminated salt clay; *2* — clayey breccia in back side zone of creep block; *3* — loams; *4* — sands, laminated loamy sand with threadlike roots; *5* — autochthonous peat; *6* — pseudomorph (*a*), ferruginous spots and streaks (*b*); *7–13* — cryogenic structure: *7* — modern boundary of seasonal thawing (*a*) ancient border of seasonal thawing (*b*); *8* — ice wedge; *9* — massive ice bed; *10* — closed-cavity ice; *11* — crack ice inside the fissure of detached block of frozen sand; *12* — cavity ice in back side zone of clay block creep; *13* — ice of thermoerosional niche; *14* — cryogenic textures: lenticular (*a*), parallel micro-lenticular (*b*), zone of clay block creep (*a*), place of ice sampling and monolith section (*b*): *a* — the vertical section, *c* — horizontal section

верхности. В верхней части разреза, на контакте с полигонально-жильным льдом, трещинный лёд содержит торф, проникший из покровного горизонта. Изучен монолит льда из трещины без видимого осевого шва. Кристаллы льда в срезе «*а*» имеют близкую к шестиугольнику форму ($C_f = 1,28$), изометричны ($C_{el} \sim 1,09$), более однородны по размеру ($C_{diff} = 3$), $S = 1,2 \text{ см}^2$, $D = 1,4 \text{ см}$, $P = 5,7 \text{ см}$, хаотично ориентированы (см. таблицу). Пузырьки воздуха и органические включения расположены внутри и на контактах кристаллов. Шов выделен в шлифе в проходящем свете в виде линз минеральных примесей, в кристаллическом строении он не выражен (см. рис. 3, *Б*; рис. 4, *Б*).

Трещины отседания (расчистка ВЗ-2016, см. рис. 1) дугообразные, имеют ширину 10–20 см и пересекают полигонально-жильный лёд на глубинах 3,0 и 3,9 м (см. рис. 2, *В*). Лёд в трещинах прозрачный, без минеральных примесей, с чётким белым осевым швом шириной до 2 см, подчеркнут скоплением минеральных примесей и мелких пузырьков. Цилиндрические крупные пузырьки воздуха вытянуты от стенок трещины к шву (см. рис. 3, *В*). Кристаллы льда сложной формы ($C_f = 1,4 \div 1,6$), однородны по размеру ($C_{diff} = 3 \div 5$), пузырьки воздуха в осевом шве приурочены к границам кристаллов, цилиндрические расположены как внутри, так и на контактах кристаллов. В срезе «*с*» кристаллы изометричны ($C_{el} \sim 1,16$), ориентированы перпендикулярно трещине, $S = 0,9 \text{ см}^2$, $D = 1,2 \text{ см}$, $P = 5,5 \text{ см}$. В срезе «*а*» кристаллы имеют

$S = 1,8 \text{ см}^2$, $D = 1,7 \text{ см}$, $P = 8,1 \text{ см}$ и более вытянутую форму ($C_{el} \sim 1,4$) (см. таблицу). Величина угла наклона не отражает упорядоченность кристаллов, они удлинены по нормали к стенкам и плавно изогнуты к поверхности вблизи осевого шва.

Лёд трещины тыловой зоны оползневого блока.

На п-ове Ямал, в пределах оз. Сохонто, в уступе морской равнины IV [15], осложнённом термоциркуляцией с блоками оползших пород, в расчистке Sh-1-2015 (см. рис. 1) в трещине вскрыт лёд. Разрез равнины внизу сложен льдистыми голубовато-серыми слоистыми засоленными глинами и алевролитами (см. рис. 2, *Г*). Полость клиновидной формы выполнена льдом и смешанной глинистой породой (брекчия трения с кусочками плотных глин), вскрыта внизу обнажения, между оползевым блоком и ненарушенными льдистыми глинами — в зоне скольжения. Видимый размер ледяного клина более 0,9 м по вертикали, ширина поверху — 10 см, внизу — 5–3 см. Ледяной клин плавно изогнут, сужается внизу, имеет неровные границы, осложнён трещинами — прожилками льда, отходящими вбок во вмещающие мёрзлые отложения. Лёд прозрачный, без осевого шва, с включениями глин 0,15–1,5 см и пузырьков воздуха (см. рис. 3, *Г*). Угловатые кусочки плотных глин, вертикально вытянутые скопления частиц с извилистыми контурами и пузырьки воздуха расположены, в основном, вблизи боковых контактов ледяного клина, параллельных зоне скольжения. В срезах «*с*» и «*а*» преобладают крупные кристаллы (см. рис. 4, *В*), близкие к шестиугольной

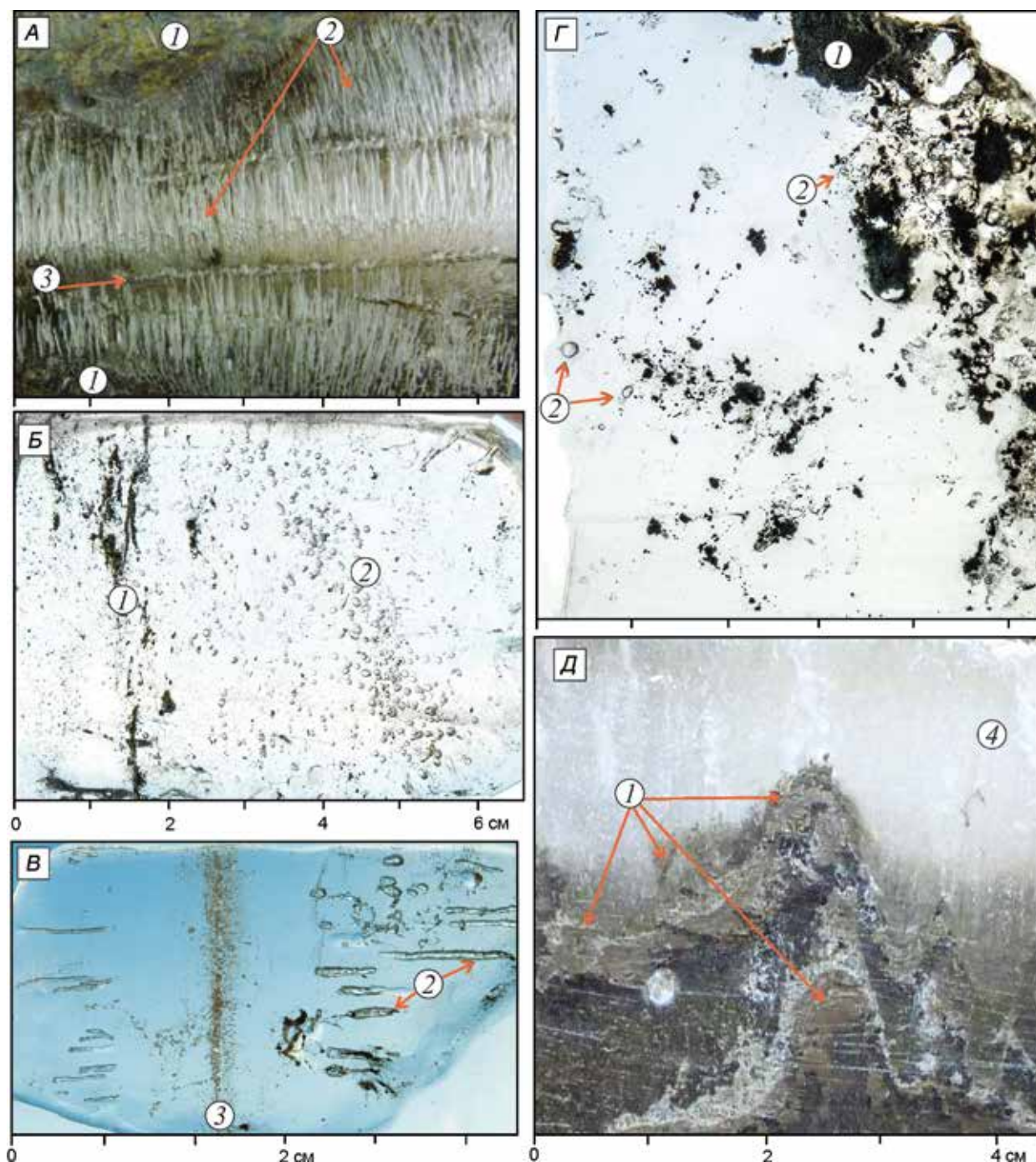


Рис. 3. Текстура видов льда позднего голоцена:

А – термокарстово-полостные в горизонтальном срезе монолита; *Б* – трещин отседания с осевым швом; *В* – трещин отседания без шва в шлифах вертикальных срезов в проходящем свете; *Г* – полости зоны скольжения оползневого блока в шлифе вертикального среза в проходящем свете; *Д* – термоабразивной ниши в вертикальном разрезе монолита. Цифры в кружках: 1 – органические минеральные включения; 2 – пузырьки воздуха во льду; 3 – осевые швы; 4 – молочно-белый лёд с мельчайшими рассеянными пузырьками воздуха

Fig. 3. Texture of kinds the Late Holocene ice:

A – the horizontal section of monolith of closed-cavity ice; *Б* – vertical section slices of crack ice (inside the fissure of detached block) with seam; *В* – section slices of crack ice (inside the fissure of detached block) without seam in transmitted light; *Г* – vertical section slices of cavity ice (in back side zone of clay block creep) in transmitted light; *Д* – vertical section monolith of ice of thermoerosional niche. Numbers in circles indicated: 1 – organic and mineral inclusions; 2 – air bubbles in ice; 3 – axial seams; 4 – white ice with tiny dissipate air bubbles

Количественные параметры кристаллов разновидностей современного льда

Номер расчистки	Параметры*										
	глубина, м	ширина полости, см	$P_{min}-P_{max}$, см ²	S , см ²	D , см	P , см	C_f	C	C_{el}	C_{diff}	A
Лёд полостей протаивания											
БВН-6-11 «с1»	0,4	20	1,9–10,3	0,7	1,1	5,6	1,59	0,85	1,56	5	77
БВН-6-11 «с2»	0,45	3–5	1,3–6,8	0,4	0,8	3,6	1,51	0,82	1,56	5	77
БВН-6-11 «в»	0,4–0,45	3–20	0,6–3,0	0,2	0,6	2,1	1,14	0,63	1,06	5	39
Лёд трещин отседания											
В5-2016 «а»	1,5	5–20	2,9–8,3	1,2	1,4	5,7	1,28	0,91	1,09	3	57
В3-2016 «с»	2,0	10–20	1,7–8,7	0,9	1,2	5,5	1,44	1,20	1,16	5	22
В3-2016 «а»			3,5–11,3	1,8	1,7	8,1	1,56	1,09	1,41	3	59
Лёд полости тыловой зоны оползневого блока											
Sh-1-2015 «с»: кристаллы массива льда	3,5	3–10	1,3–11,1	1,2	1,5	5,6	1,24	0,99	1,08	8	52
кристаллы зоны сдвига			0,27–3,1	0,1	0,5	1,6	1,08	0,94	0,97	12	59
Sh-1-2015 «а»: кристаллы массива льда			1,7–11,0	1,0	1,2	4,4	1,20	0,73	1,02	6	59
кристаллы зоны сдвига			0,4–2,0	0,07	0,3	1,2	1,14	0,69	1,05	5	46
Лёд термоабразионной ниши											
В5-2016 «а»	8,0	> 100	4,0–14,7	3,7	2,3	10,5	1,45	1,71	1,13	4	54
Лёд морозобойных трещин (элементарные жилки)											
Ю5-1	3,0	0,8	0,2–2,4	0,03	0,2	0,7	1,10	0,38	1,02	14	30
Ю5-2		0,8	0,3–1,7	0,06	0,3	1,1	1,14	0,47	1,07	7	28
Ю5-3		0,85	0,2–2,1	0,03	0,2	0,8	1,12	0,49	1,04	8	39

* $P_{min}-P_{max}$ – минимальное и максимальное значения периметра зарисовки кристаллов; S – площадь осреднённого кристалла; D – средний поперечник кристаллов; P – периметр осреднённого кристалла; C_f – коэффициент формы; C – коэффициент извилистости границ кристаллов; C_{el} – коэффициент удлиненности; C_{diff} – коэффициент различия размеров кристаллов; A – угол отклонения максимальной диагонали от условной горизонтали.

форме ($C_f \sim 1,2$), изометричные ($C_{el} \sim 1$), хаотично ориентированные, $S \sim 1,1$ см², $D \sim 1,3$ см, $P \sim 5$ см ($C_{diff} \sim 7$). Между ними зажаты мелкие минеральные частицы и пузырьки воздуха. Вокруг вытянутых скоплений глин выделены зоны мелких изометричных хаотично ориентированных кристаллов ($S \sim 0,07$ см², $D \sim 0,3$ см, $P \sim 1,2$ см, $C_f \sim 1,1$, $C_{el} \sim 1$, $C_{diff} \sim 5$, см. таблицу).

Лёд термоабразионной ниши. На севере Гыданского п-ова, в урезе устья р. Гыда, в нижней части берегового уступа озёрно-аллювиальной террасы II [15], в расчистке В5-2016 (см. рис. 1) на глубине 7,5–8 м вскрыта термоабразионная ниша, выработанная в залеже подземного льда (см. рис. 2, Д). Глубина ниши более 2 м, высота около 0,5 м, верхняя и нижняя поверхности зияющей полости покрыты сублимационным льдом. Внизу ниши вскрыт горизонтальный слой льда с линзовидными волнистыми прослоями супеси и суглинка – волновой рябью отложений пляжа (см. рис. 3, Д). Лёд ниши белый

полупрозрачный, с многочисленными мелкими круглыми пузырьками воздуха, вытянутыми вертикально. Лёд внизу и в середине содержит волнистые прослои и линзы (0,5–1,0 см) супеси, суглинка с тонкой (доли миллиметра) слоистостью. Во льду от выступов волновой ряби вверх «взмучены» песчано-алевритовые частицы. Кристаллы льда в срезе «а» имеют сложную форму ($C_f = 1,45$), изометричны ($C_{el} \sim 1,1$), хаотично ориентированы, однородны ($C_{diff} \sim 4$); $S = 3,7$ см², $D = 2,3$ см, $P = 10,5$ см (см. таблицу, также см. рис. 4, Г). Минеральные прослои главным образом защемлены между кристаллами. Мелкие (< 0,2 мм) пузырьки воздуха расположены внутри кристаллов и, в целом, не имеют связи с минеральными слоями.

Элементарные жилки. К позднеголоценовым ледяным образованиям некоторые авторы относят ледяные элементарные жилки [17], наблюдаемые в древних полигонально-жильных льдах. Мы исследовали полигонально-жильные

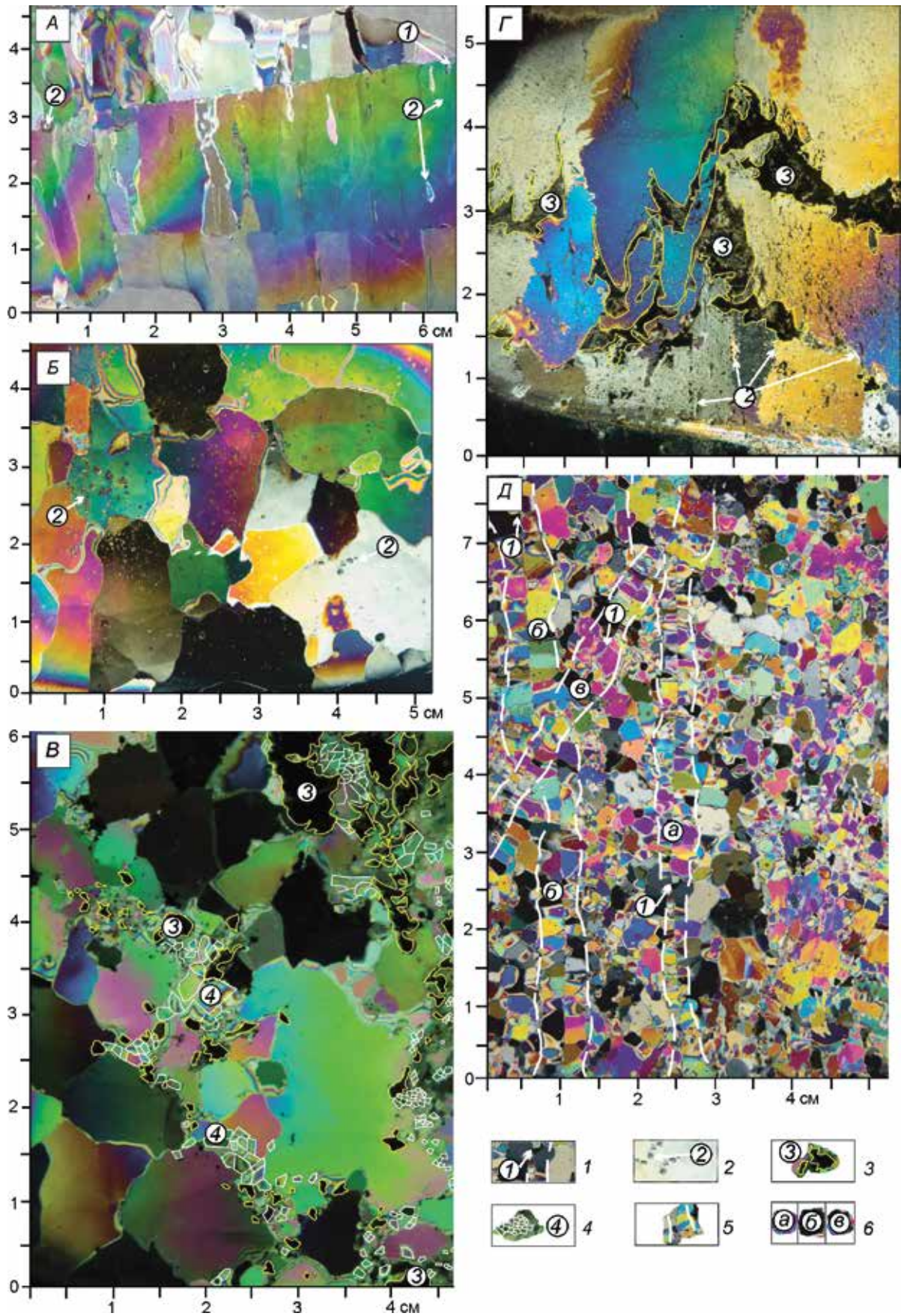


Рис. 4. Кристаллическая структура подземных льдов позднего голоцена в шлифах в поляризованном свете. Льды: *A* – термокарстово-полостные; *B* – трещин отседания; *B* – полости зоны скольжения оползневого блока; *Г* – термоабразионной ниши; *Д* – элементарные жилки. 1 – осевой шов; 2 – пузырьки воздуха; 3 – минеральные примеси, включения во лёду; 4 – кристаллы зоны сдвига; 5 – границы элементарных жилок; 6 – номера элементарных жилок в таблице: Ю5-1 (*a*), Ю5-2 (*б*), Ю5-3 (*в*)

Fig. 4. Crystal structure of the Late Holocene ground ice slices in polarized light.

The ices: *A* – closed-cavity ice; *B* – crack ices (inside the fissure of detached block); *B* – cavity ice (in back side zone of clay block creep); *Г* – ice of thermoerosional niche; *Д* – ice veins. 1 – axial seam; 2 – air bubbles; 3 – mineral inclusions; 4 – crystals of shifting zone; 5 – boundary of ice veins; 6 – numbers of ice veins from table: Ю5-1 (*a*), Ю5-2 (*б*), Ю5-3 (*в*).

льды в долине р. Юрибей на Ямале (см. рис. 1) в термокарстовой террасированной котловине, сложенной озёрно-болотными отложениями, оценёнными как голоценовые [15]. В составе жил выделены позднеголоценовые элементарные жилки шириной 0,3–1,0 см. Кристаллы в сечении близки к шести- или прямоугольнику ($C_f \sim 1,12$), имеют изометричную форму ($C_{el} \sim 1,04$), вытянуты к осевому шву элементарной жилки (см. рис. 4, *Д*), размеры кристаллов в жилке разные: $S \sim 0,04 \text{ см}^2$, $D \sim 0,2 \text{ см}$, $P \sim 0,9 \text{ см}$ ($C_{diff} = 7 \div 14$) (см. таблицу). Полученные результаты соответствуют данным исследований по элементарным жилкам В.И. Соломатина и М.В. Крючкова [18].

Обсуждение результатов

Сравнительный анализ рассчитанных характеристик структуры изученных современных льдов позволил сделать ряд выводов.

1. *Позднеголоценовые элементарные жилки* отличаются минимальными размерами кристаллов среди рассмотренных типов льда, в горизонтальном и вертикальном срезах жилок чётко выражен срединный шов, который указывает на двухстороннее промерзание. Эти особенности обусловлены высокой скоростью промерзания талой воды в морозобойных трещинах весной при низких температурах пород верхней части мёрзлого массива [19].

2. *Термокарстово-полостные льды* отличаются относительно небольшими размерами кристаллов и радиальной или перпендикулярной к стенкам ориентировкой. Такое кристаллическое строение, вместе с текстурными признаками и морфологией ледяного тела, соответствует замерзанию воды в замкнутой полости с двух или всех сторон, в зависимости от конфигурации фронта промерзания. Термокарстово-полостные льды схожи с элементарными жилками наличием вертикально ориентированного осевого шва в теле

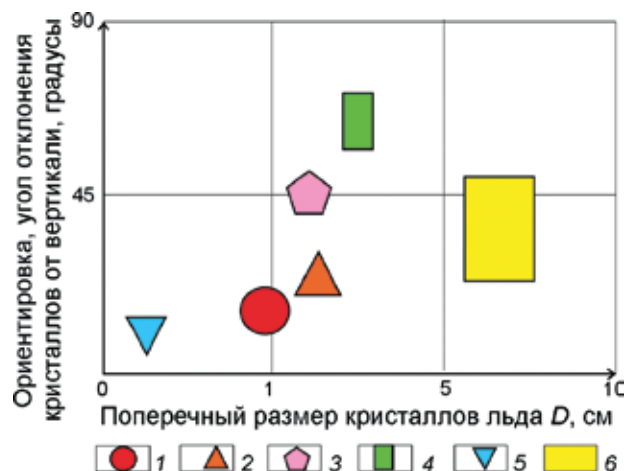


Рис. 5. Размеры и ориентировка видов льда позднего голоцена и пластовых льдов:

1 – термокарстово-полостной лёд; 2 – лёд трещин отседания; 3 – лёд полости зоны скольжения оползневого блока; 4 – лёд термоабразионной ниши; 5 – элементарные жилки; 6 – пластовый лёд (по данным В.И. Соломатина [9], Э.И. Галеевой, А.Н. Курчатова, В.В. Рогова и др. [20])

Fig. 5. Size and orientation of the Late Holocene ground ice types and massive ice bads:

1 – closed-cavity ice; 2 – crack ices (inside the fissure of detached block); 3 – cavity ice (in back side zone of clay block creep); 4 – ice of thermoerosional niche; 5 – ice veins; 6 – massive ice bad (according to V.I. Solomatina [8], E.I. Galeeva, A.N. Kurchatova, V.V. Rogov and et al. [17])

льда, удлинением кристаллов перпендикулярно стенкам полости и осевым швам или по радиусу к центру ледяного тела, а отличаются от них наличием вытянутых перпендикулярно шву пузырьков воздуха и размерами кристаллов (рис. 5). Эти отличия обусловлены промерзанием в начале холодного сезона при более высоких отрицательных температурах вмещающей породы.

3. *Льды трещин отседания* в обнажениях ориентированы наклонно, вертикально, часто имеют в плане дугообразную форму, секут полигонально-жильные льды или приурочены к их контактам; осевой шов кристаллов не всегда выражен. Льды этих трещин схожи с элементарными жил-

ками и термокарстово-пещерными льдами вертикальных полостей протаивания по клиновидной форме, наличие осевого шва и вытянутых цилиндрических пузырьков воздуха. Ориентировка кристаллов льда трещин отседания менее упорядочена, чем у ранее перечисленных здесь типов льда, однако при наличии шва смыкания кристаллы также ориентированы от стенок полости к центру (см. рис. 5). Относительно крупные размеры кристаллов льда, по-видимому, также связаны с относительно медленным льдовыделением в начале холодного сезона.

4. *Льды полости зоны скольжения оползневого блока*, в целом, клиновидной формы. В отличие от ранее перечисленных видов льда они не имеют осевого шва и содержат многочисленные включения вмещающих глин. Данный тип льда, кроме основного массива крупных кристаллов, содержит мелкие кристаллы в зоне сдвига, которые близки по размеру к кристаллам элементарных жилок и, по-видимому, связаны с дроблением. Швы и ориентировка не выражены, боковые части с мелкими кристаллами обогащены «размазанными» и плотными минеральными включениями. Хаотичная ориентировка и относительно крупные размеры кристаллов (см. рис. 5), вероятно, указывают на достаточно медленную скорость всестороннего промерзания в начале холодного сезона.

5. *Льды термоабразионной ниши* среди изученных видов отличаются наибольшими размерами и однородностью, вертикальной ориентировкой кристаллов по отношению к поверхности. Лёд термоабразионной ниши от всех перечисленных здесь видов отличается горизонтальной ориентировкой линзы, наличием слоистости волновой ряби, согласной со слоистостью расположения кристаллов льда, сложной формой и извилистыми контурами, крупными размерами кристаллов и рассеянными внутри льда мелкими пузырьками воздуха. По химическому составу лёд в термоабразионной нише [21] сходен с водами южной части Гыданской губы [22], что позволяет сопоставить особенности структуры льда термоабразионной ниши с зоной ортотропного роста речного льда [23, 24]. При этом размер кристаллов льда термоабразионной ниши меньше, чем у речного льда, поскольку их рост был ограничен супесчано-суглинистым прослоем и дном. Лёд термоабразионной ниши формировался в результате одностороннего медленного промерзания слабозасолённого мелкого

водоёма в нише под ледяной коркой с мелкими кристаллами, образованной, вероятно, в условиях большого градиента температур на границе вода–воздух в осенне-зимний период.

Заключение

Позднеголоценовые подземные льды, содержащие элементарные жилки, термокарстово-полостные льды, льды трещин отседания и полостей зон скольжения блока оползания и льды термоабразионной ниши, имеют чёткие определённые структурные и текстурные отличия от залегающих льдов раннего голоцена и плейстоцена. Они характеризуются определёнными соотношениями с мёрзлой толщей, собственными морфологией, ориентировкой в пространстве, минеральными и воздушными включениями, кристаллической структурой льда. Упорядоченная ориентировка относительно крупных кристаллов отмечена у льдов полостей протаивания, трещин отседания и термоабразионных ниш. Льды трещин зон оползания содержат мелкие по размеру кристаллы, приуроченные к зоне сдвига ледяного тела. Особенности кристаллического строения изученных видов современных льдов обусловлены конфигурацией полости и температурными условиями промерзания воды [18].

Изучение разрезов с новообразованиями льда позднего голоцена, а также сравнение с другими видами льда позволили установить пространственные, морфологические и структурно-текстурные отличия от залегающих подземных льдов раннего голоцена и плейстоцена. Полученные количественные параметры кристаллической структуры можно использовать для выявления термокарстово-полостных и трещинных льдов в составе подземных льдов и особенно — для диагностики механизмов и условий формирования доголоценовых полигонально-жилых льдов.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РНФ № 14-17-00131 и Президента РФ по поддержке ведущих научных школ РФ НШ-9880-2016.5.

Acknowledgments. Research is supported by the Russian Science Foundation grant № 14-17-00131 and Grant of the President of RF supporting of leading scientific schools (NSH-9880-2016.5).

Литература

References

1. Попов А.И. Подземный лёд // Подземный лёд: Вып. I. М.: Изд-во МГУ, 1965. С. 7–39.
2. Fortier D., Kanevskiy M., Shur Yu. Genesis of reticulate-chaotic cryostructure in permafrost // 9th Intern. Conf. on Permafrost. V. 1 / Ed. D. Kane and K. Hinkel. Fairbanks: University of Alaska, 2008. P. 451–456.
3. Арэ Ф.Э. Разрушение берегов арктических приморских низменностей. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2012. 291 с.
4. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Слагода Е.А., Опокина О.Л., Облогов Г.Е. Полигонально-жильные льды на острове Сибирякова (Карское море) // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2012. № 3. С. 57–63.
5. Голубев В.Н. Роль морских гидродинамических процессов в формировании залежей пластовых льдов на арктическом побережье // МГИ. 2007. Вып. 102. С. 32–40.
6. Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. Петрография пресного льда как метод гляциологического исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.
7. Втюрин Б.И. Подземные льды СССР. М.: Наука, 1975. 215 с.
8. Попов А.И. Происхождение и развитие мощного ископаемого льда // Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры: Вып. II. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 5–24.
9. Соломатин В.И. Физика и география подземного оледенения / Отв. ред. В.П. Мельников. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2013. 346 с.
10. Втюрин Б.И. Подземные льды Шпицбергена // МГИ. 1989. № 65. С. 69–75.
11. Савельев Б.А. Руководство по изучению свойств льда. М.: Изд-во МГУ, 1963. 198 с.
12. Ершов Э.Д. Лабораторные методы исследований мерзлых пород. М.: Изд-во МГУ, 1985. 350 с.
13. Рогов В.В. Основы криогенеза. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2009. 203 с.
14. Криосфера нефтегазоносных месторождений полуострова Ямал. Т. 2. Криосфера Бованенковского нефтегазового месторождения / Под ред. Ю.Б. Баду, Н.А. Гафарова, Е.Е. Подборного. М.: изд. ООО «Газпром экспо», 2013. 424 с.
15. Государственная геологическая карта Российской Федерации (новая серия). Карта плиоцен-четвертичных образований, масштаб: 1:1 000 000 / Ред.: Г.И. Колотушкина Н.Ю. Смирнова. СПб.: изд. ФГУП «ВСЕГЕИ», 2000.
16. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Подборный Е.Е., Чижова Ю.Н. Пластовые льды в голоценовых отложениях севера Западной Сибири // Криосфера Земли. 2016. Т. XX. № 1. С. 36–50.
1. Popov A.I. Podzemniy led. Ground Ice. Ground ice. Is. 1. Moscow State University, 1965: 7–39. [In Russian].
2. Fortier D., Kanevskiy M., Shur Yu. Genesis of reticulate-chaotic cryostructure in permafrost. Ninth Intern. Conf. on Permafrost. V. 1. Ed. D. Kane and K. Hinkel. Fairbanks: University of Alaska, 2008: 451–456.
3. Are F.E. Razrushenie beregov Arkticheskikh primorskikh nizmennostey. Coastal erosion of the Arctic lowlands. Novosibirsk: GEO, 2012: 291 p. [In Russian].
4. Streletskaya I.D., Vasiliev A.A., Slagoda E.A., Opoikina O.L., Oblogov G.E. Polygonal ground-ice wedges on the Sibiriyakov Island (the Kara Sea). Vestnik MGU. Ser. 5. Geografiya. Herald of the Moscow State University. Ser. 5. Geography. 2012, 3: 57–63. [In Russian].
5. Golubev V.N. The role of marine hydrodynamic processes in the formation of deposits of massive ice on the Arctic coast. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 2007, 102: 32–40. [In Russian].
6. Shumsky P.A. Osnovy strukturnogo ledovedeniya. Fundamentals of Structural Ice Sciences. Moscow: USSR Academy of Sciences, 1955: 492 p. [In Russian].
7. Vtyurin B.I. Podzemnye l'dy SSSR. Underground ice in the USSR. Moscow: Nauka, 1975: 215 p. [In Russian].
8. Popov A.I. Proiskhozhdenie i razvitie moshchnogo iskopaemogo l'da. The origin and development of a thick fossil ice. V. II. Moscow: USSR Academy of Sciences, 1955: 5–24. [In Russian].
9. Solomatin V.I. Fizika i geografiya podzemnogo oledeneniya. Physics and geography of underground glaciations. Novosibirsk: GEO, 2013: 346 p. [In Russian].
10. Vtyurin B.I. Ground ice on Svalbard. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 1989, 65: 69–75. [In Russian].
11. Savel'ev B.A. Rukovodstvo po izucheniyu svoystv l'da. Guide to the study of the ice characteristic. Moscow: Moscow State University, 1963: 198 p. [In Russian].
12. Ershov E.D. Laboratornye metody issledovaniy merzlykh porod. Laboratory methods of the studies of frozen soils. Moscow: Moscow State University, 1985: 350 p. [In Russian].
13. Rogov V.V. Osnovy kriogeneza. Fundamentals of Cryogenesis. Novosibirsk: GEO, 2009: 203 p. [In Russian].
14. Kriosfera neftegazonosnykh mestorozhdeniy poluostrova Yamal. Cryosphere of oil, gas and condensate fields of the Yamal peninsula. V. 2. Cryosphere of Bovanenkovskoe oil, gas and condensate field. Moscow: Gazprom Expo LLC, 2013: 424 p. [In Russian].
15. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii (novaya seriya). The State Geological Map of the Russian Federation (new series). Map of the Pliocene-Quaternary Formations. 1:1 000 000. St.-Petersburg: VSEGEI, 2000. [In Russian].

17. Маслов А.Д. Сингенез полигонально-жильных льдов и эпигенетические этапы его развития // Подземный лёд: Вып. 3. М.: Изд-во МГУ, 1967. С. 57–64.
18. Соломатин В.И., Крючков М.В. Элементарные жилки полигонально-жильных льдов и реконструкция палеотемператур льдообразования // Проблемы криолитологии: Вып. IX. М.: Изд-во МГУ, 1981. С. 179–183.
19. Попов А.И., Розенбаум Г.Э., Тумель Н.В. Криолитология. М.: Изд-во МГУ, 1985. 238 с.
20. Галеева Э.И., Курчатова А.Н., Рогов В.В., Слагода Е.А. Сравнительный анализ строения полигонально-жильных и пластовых льдов // Материалы Пятой конф. геокриологов России. МГУ имени М.В. Ломоносова, 14–17 июня 2016 г. Т. 2. Ч. 5. Региональная и историческая геокриология. Ч. 6. Динамическая геокриология. Геокриологические процессы и явления. Ч. 7. Литогенетическая геокриология (криолитогенез). М.: «Университетская книга», 2016. С. 291–297.
21. Тихонравова Я.В., Бутаков В.И., Слагода Е.А. Кристаллическая структура льда термоабразивной ниши / Научная и производственная деятельность – средство формирования среды обитания человечества: Материалы Всерос. науч.-практич. конф. с междунар. участием / Отв. ред. М.Р. Садуртдинов, В.Ю. Хорошавин. Тюмень: изд. Тюменского индустриального ун-та, 2017. С. 278–285.
22. Томберг И.В., Фирсова А.Д., Сорокикова Л.М., Сезько Н.П., Погодаева Т.В., Ходжер Т.В. Химический состав вод и фитопланктон Гыданской губы (Карское море) // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. № 4. С. 103–106.
23. Савельев Б.А. Строение и состав природных льдов. М.: Изд-во МГУ, 1980. 280 с.
24. Тышко К.П., Черепанов Н.В., Федотов В.И. Кристаллическое строение морского ледяного покрова. СПб.: Гидрометеоздат, 2000. 66 с.
16. Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C., Podborny Ye.Ye., Chizhova Yu.N. Holocene massive ice in the North West Siberia permafrost. *Kriosfera Zemli. Earth Cryosphere*. 2016, XX (1): 36–50. [In Russian].
17. Maslov A.D. *Singenez poligonal'no-zhil'nykh l'dov i epigeneticheskie etapy ego razvitiya*. Syngeneses of polygonal ice wedges and epigenetic stages of its development. Ground ice. V. 3. Moscow: Moscow State University, 1967: 57–64. [In Russian].
18. Solomatin V.I., Kryuchkov M.V. *Elementarnye zhilki poligonal'no-zhil'nykh l'dov i rekonstruktsiya paleotemperatur l'doobrazovaniya*. Ice veins of ice wedges and reconstruction of paleotemperature of ice formation. V. 9. Problems of Cryolithology. Moscow: Moscow State University, 1981: 179–183. [In Russian].
19. Popov A.I., Rozembaum G.E., Tumel' N.V. *Kriolitologiya*. Cryolithology. Moscow: Moscow State University, 1985: 238 p. [In Russian].
20. Galeeva E.I., Kurchatova A.N., Rogov V.V., Slagoda E.A. Structure of wedge ice and massive ice: a comparative study. *Materialy Pyatoy konferentsii geokriologov Rossii*. Abstracts of Fifth Russian Conference on Geocryology. 2 (5, 6, 7). Moscow: Universitetskaya kniga, 2016: 291–297.
21. Tikhonravova Y.V., Butakov V.I., Slagoda E.A. Crystal ice structure of thermoerosional niche. *Materialy konf. «Nauchnaya i proizvodstvennaya deyatel'nost' – sredstvo formirovaniya sredy obitaniya chelovechestva»*. Abstracts of the conference «Scientific and production activity – a method of forming the human environment». Tyumen' Industrial Institute, 2017: 278–285. [In Russian].
22. Tomberg I.V., Firsova A.D., Sorokovikova L.M., Sez'ko N.P., Pogodaeva T.V., Khodzher T.V. Water chemistry and phytoplankton in the Gyda Bay (Kara Sea). *Kriosfera Zemli. Earth Cryosphere*. 2011, XV (4): 103–106. [In Russian].
23. Savel'ev B.A. *Stroenie i sostav prirodnnykh l'dov*. The structure and composition of natural ice. Moscow: Moscow State University, 1980: 280 p. [In Russian].
24. Tyshko K.P., Cherepanov N.V., Fedotov V.I. *Kristalliches-koe stroenie morskogo ledyanogo pokrova*. Crystal structure of sea ice cover. St.-Petersburg: Gidrometeoizdat, 2000: 66 p. [In Russian].