

Васильчук Ю.К. Парагенетические ансамбли повторно-жильных льдов со льдами различного генезиса // Арктика и Антарктика. — 2018. - № 2. - С.71-112. DOI: 10.7256/2453-8922.2018.2.26673. URL: http://e-notabene.ru/arctic/article_26673.html

Vasil'chuk Yu.K. 2018. Paragenetic ensembles of ice wedge with ice of different genesis. No. 2. P. 71–112. DOI: 10.7256/2453-8922.2018.2.26673. URL: http://e-notabene.ru/arctic/article_26673.html

Парагенетические ансамбли повторно-жильных льдов со льдами различного генезиса

Васильчук Юрий Кириллович

доктор геолого-минералогических наук

профессор, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова (МГУ)

119991, Россия, г. Москва, ул. Ленинские Горы, 1, оф. 2009

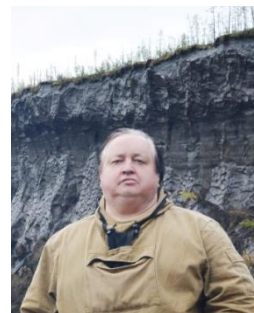
Vasil'chuk Yuriy Kirillovich

Doctor of Geology and Mineralogy

Professor, the department of Geochemistry of Landscapes and Soil Geography, Lomonosov Moscow State University

119991, Russia, Moscow, ul. Leninskie Gory, 1, of. 2009

✉ vasilch_geo@mail.ru



Аннотация.

Предметом исследования являются сочетания повторно-жильных льдов в разрезах многолетнемерзлых толщ в виде парагенетических комплексов - ансамблей. Рассмотрены: а). Парагенезы жил с сегрегационными и инъекционно-сегрегационными льдами в ядрах бугров пучения, б). Парагенезы жил с внутригрунтовыми пластовыми льдами, в). Парагенезы жил с наледными льдами и г). Парагенезы жил с ледниковыми и даже с айсберговыми льдами. Исследование парагенетических ансамблей, сформированных повторно-жильными льдами с внутригрунтовыми ледяными залежами разных типов значительно уточняет криогенетические построения и реконструкцию условий формирования, как жил, так и льдов, находящихся с ними в парагенезе. Основным методом исследования является криолитологическое сопоставление морфологии повторно-жильных льдов, залегающих в парагенезе с внутригрунтовыми ледяными залежами разных типов. В ряде случаев используются изотопно-геохимические индикаторы природы ледяных залежей в многолетнемерзлых толщах. Основными выводами проведенного исследования являются: 1). Повторно-жильных льды образуют парагенетические сочетания со многими типами подземных и наземных льдов; 2). Парагенезы жил с внутригрунтовыми линзами льда могут встречаться как в буграх миграционного типа (пальза), так и в инъекционных булгуннях-гидролакколитах (пинго); 3). Наиболее часто встречающимся парагенезом жильных и пластовых льдов, является, их сочетание в голоценовых торфяниках, вмещающими сингенетические жильные льды, подстилаемых осадками, содержащими внутригрунтовые пластовые ледяные залежи - линзы; 4). Парагенезы повторно-жильных льдов с льдами наледей часто носит площадной характер; 5). Парагенезы жильных льдов с глетчерными и даже с айсберговыми льдами иногда встречаются в полярных районах.

Ключевые слова: инъекционные бугры пучения, миграционные бугры пучения, инъекционные льды, сегрегационные льды, эпигенетический, сингенетический, многолетнемерзлые породы, пластовые льды, повторно-жильный лед, наледи

DOI: 10.7256/2453-8922.2018.2.26673

Дата направления в редакцию:

22-07-2018

Дата рецензирования: 29-06-2018

Дата публикации: 28-07-2018

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РФФИ (№18-05-60272 Арктика)

Abstract.

Studies of the combinations of various types of ground and surface ice as paragenetic complexes are of particular interest in order to understand the conditions of the ice formation. The following ice ensembles are examined: a) paragenetic combinations of ice-wedge ice with segregated and injection (intrusive)-segregated ice in palsa and pingo cores, b) paragenetic combinations of ice-wedge ice with massive ice, c) paragenetic combinations of ice-wedge ice with ground icing (aufeis) and d) paragenetic combinations of ice-wedge ice with glaciers and even icebergs ice.

Keywords: massive ice, pingo, palsa, intrusive ice, segregated ice, epigenetic, syngenetic, permafrost, ice wedge, naleds, icing, aufeis

Введение

Для понимания условий формирования разных типов подземных и ряда наземных льдов особенно интересны их сочетания в разрезах многолетнемёрзлых толщ в виде парагенетических комплексов. Парагенез (парагенезис) – совместное нахождение объектов (в нашем случае криогенных явлений), возникающее в результате одновременного или последовательного образования [\[1\]](#). Исследование парагенезов повторно-жильных льдов (ПЖЛ) с сегрегационными и инъекционно-сегрегационными льдами в ядрах бугров пучения (рис. 1), с пластовыми внутригрунтовыми ледяными залежами разных типов, с наледными льдами, а также совместное нахождение с жильными льдами ледниковых и даже айсберговых ледяных образований может в значительной мере облегчить криогенетические построения по восстановлению истории и условий формирования, как жил, так и льдов, находящихся с ними в парагенезе.



Рис. 1. Бугор пучения - пинго (булгуннях) в парагенезе с повторно-жильными льдами в Национальном парке пинго (Pingo National Landmark), в северо-западной территории Канады. Фото Э.Пике

Парагенезы жил с сегрегационными и инъекционно-сегрегационными льдами в ядрах бугров пучения

Принято считать, что ПЖЛ и бугры пучения (во всяком случае, миграционного типа или пальза) разделены в пространстве криолитозоны. Мотивируется это тем, что считается, что миграционные бугры пучения формируются при более высоких отрицательных температурах грунта, а ПЖЛ льды – при более низких. Наш вывод о существенно более высоких, чем это часто принято считать температурах развития и распространения ПЖЛ – выше -2°C приведено ранее [2]. О значительно более северном ареале бугров пучения на северо-востоке европейской части России – у пос. Хановей, близ г. Воркуты также нами сообщалось [3, 4]. Причем, в пределах этого же района автором отмечен и полигонально-валиковый рельеф, маркирующий растущие жильные льды. Это заставляет думать, что миграционные бугры пучения и ПЖЛ, совсем не антагонисты.

Бугры пучения в южных районах криолитозоны являются одним из самых заметных криогенных явлений, бугры очень хорошо здесь выражены летом и их окружают сильно увлажненные (нередко талые) межбугровые понижения. Отметим, что лето в криолитозоне длится не более 4-5 месяцев, а 7-8 месяцев продолжается весьма суровая зима. И вполне резонно полагать, что зимой эти влажные с поверхности грунты активно промерзают и естественно активно сжимаются при дальнейшем охлаждении, а, следовательно, в них могут проявляться процессы контракции, ведущие активному морозобойному растрескиванию.

Возможно, представить себе ситуацию, когда начало многолетнего промерзания с поверхности талого до этого момента болотного массива, в условиях благоприятных для контракции именно данного промерзающего массива сопровождается его морозобойным растрескиванием и расчленением первично однородного массива на полигоны. Это расчленение на полигоны, впоследствии может служить основой для неравномерного проявления пучения, при этом бугры могут формироваться на месте полигонов, а межбугровые пространства на межполигональных участках. Мы не утверждаем, что это единственный тип создания неоднородности массива на начальном этапе формирования бугров пучения, это естественно, даже не преобладающий механизм, но это без сомнения возможный путь создания упорядоченной организации бугров на поверхности. Поэтому бугры пучения в плане при таком типе формирования могут иметь шахматный – полигональный рисунок. Это очень существенно, если учесть, что часто миграционные бугры пучения в плане образуют рисунок, близкий к полигональной решётке. Это обстоятельство весьма затрудняло криогенетические реконструкции бугров пучения. Их на этом основании относили к остаточным формам полигональных торфяников, расчленённым термоэрозией [5].

И.Д. Данилов [6] предположил, регенерация остаточного полигонального рельефа может наследоваться последующим пучением. Он заметил, что в бассейне рек Ныды и Надыма на одном и том же массиве бугристых торфяников наряду с торфяными буграми распространены и бугры, сложенные с поверхности минеральным субстратом (глиной, суглинком, песком). Такое явление Е.Б. Белопухова [7] изучала в бассейне р. Ярудей на севере Западной Сибири. Такое же явление описано нами близ пос. Хановей в Большеземельской тундре [4] – это скорее всего, то, что сейчас принято называть термином литальза.

Н.С. Даниловой [8] описано парагенетическое сочетание бугров пучения и ледяных жил на торфянике, расположенном на водоразделе в 10 км к северу от г. Салехарда. Поверхность торфяников и бугров пучения покрыта полигональной сетью морозобойных трещин. На вершине одного из бугров и на его склонах, а также на поверхности плоского торфяника обнаружен ПЖЛ, залегающий на глубине 0,6–1,0 м. Н.С. Даниловой подчёркивается [8], что сеть морозобойных трещин рассекает весь торфяник на отдельные прямоугольные полигоны со сторонами длиной от 10 до 20-30 м (рис. 2).

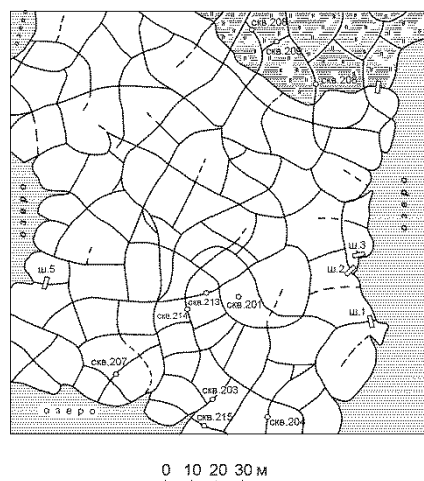


Рис. 2. Сеть морозобойных трещин на поверхности плоского водораздельного торфяника Цифры на рисунке — номера скважин и шурфов (по Н.С.Даниловой [8])

Кроме этой основной системы морозобойных трещин, образующей крупные полигоны, весь торфяник разбит системой небольших трещин на блоки размером до 1-2 м², создающие мелкобугристый микрорельеф на поверхности. С торфяника сеть морозобойных трещин переходит на соседние болота (см. рис. 2, скв. 208, 209) и сырую замшелую тундру, где также имеется ПЖЛ. Мощность торфяника достигает 2-3 м. В нижней части его часто отмечается переслаивание торфа с подстилающей породой. Кровля подстилающих пород неровная, образует чашеобразные углубления; соответственно меняется мощность торфа. Торф осоково-моховой, в средних и нижних горизонтах постоянно встречаются стволы, кора, ветви высокоствольной березы.

На глубине около 0,5-1,0 м залегают ПЖЛ, которые в верхней своей части имеют ширину от 0,2 до 1,5 м и проникают до глубины более 4,5 м (рис. 3). В мелких трещинах залегают ПЖЛ толщиной 3-7 см, реже 10-20 см, глубина их проникновения в торфяник составляет 3,0-3,5 м.

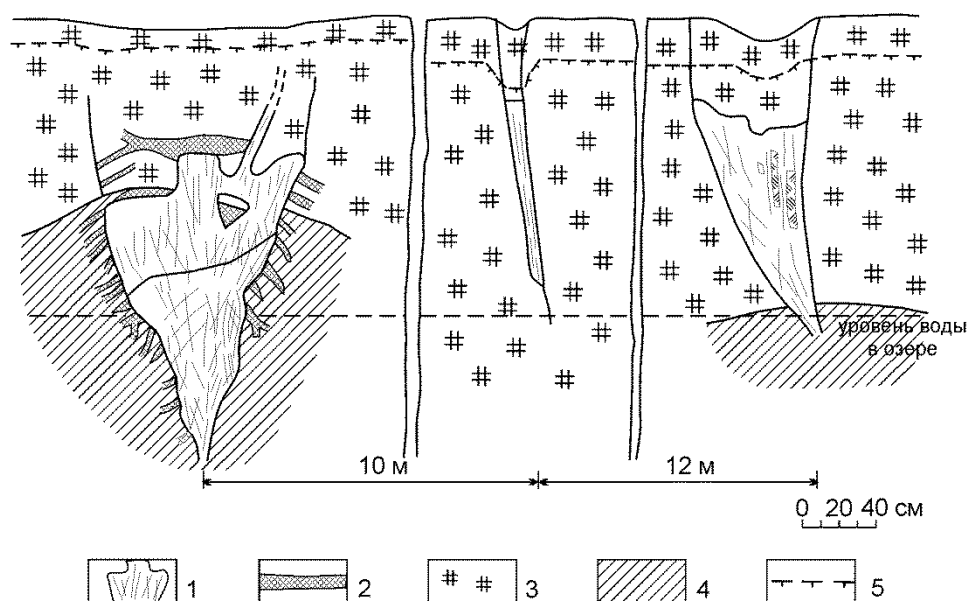


Рис. 3. Повторно-жильные льды в толще водораздельного торфяника близ Салехарда (по Н.С.Даниловой [8]): 1 – лёд повторно-жильный; 2 – лёд текстурный; 3 – торф; 4 – суглинок, супесь; 5 – подошва деятельного слоя

Вблизи ПЖЛ слои торфа и суглинка поднимаются вверх, что хорошо подчеркивается изгибом ледяных прослоек. Торф ниже слоя сезонного протаивания сильно насыщен льдом; лед составляет до 80—90% породы. Под торфом обычно залегает слой льда мощностью около 1 м. Температура горных пород под торфом на глубине 12-15 м составляет $-4,2^{\circ}\text{C}$; а на участках, не покрытых торфом, около -2°C . На расстоянии 2 км, на том же водоразделе, Н.С. Даниловой обследован другой торфяник, на плоской поверхности которого располагается торфяной бугор пучения (рис. 4).

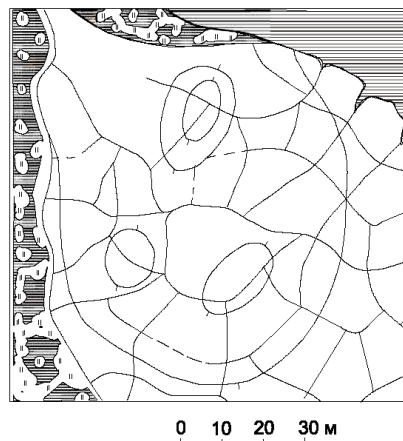


Рис. 4. Сеть морозобойных трещин на поверхности торфяного бугра пучения у г.Салехарда (по Н.С.Даниловой [81])

Высота бугра над плоским торфяником более 3 м, а диаметр его основания около 80 м, мощность торфа 2,0–2,7 м. Под бугром кровля суглинка, расположена выше, чем под плоским торфяником. Суглинок сильно насыщен льдом. Поверхность этого торфяника и бугра пучения также покрыта сетью морозобойных трещин, образующих полигоны. Размер трещин и форма полигонов аналогичны описанным выше. На вершине бугра и его склонах, и на окружающем его плоском торфянике в трещинах был обнаружен ПЖЛ, залегающий на глубине 0,6–1,0 м.

Таким образом Н.С. Даниловой описано типичное парагенетическое сочетание бугров пучения и повторно-жильных льдов.

И.Д.Данилов полагает [61], что сочетание плосковершинных и выпуклых торфяных бугров в едином торфяном массиве наиболее характерно для зоны переходной от тундры к тайге. Он предположил, что образование выпуклобугристых торфяников происходит посредством термокарстово-эрозионного расчленения плоскобугристых и последующего пучения отдельных останцовых блоков.

Нам представляется, что это может быть связано и с иными процессами. Полигональность в плановом расположении бугров пучения может быть связана с морозобойным растрескиванием, которое, как известно, имеет весьма обширный ареал и отмечается даже заметно южнее, чем криолитозона в целом, не говоря уже о южных районах криолитозоны, где морозобойное растрескивание совершенно обычное явление.

Бугры пучения обычно изучаются летом, когда наблюдается активное таяние в пределах деятельного слоя. А на бугристых массивах это ещё сопровождается и значительной обводнённостью межбугровых пространств. Летом такой бугристый массив может производить впечатление, если не талого, то во всяком случае, деградирующего. Но весьма суровой зимой, присущей этим районам, талые межбугровые массивы с поверхности промерзают и служат, прекрасным субстратом для активного проявления сезонного морозобойного растрескивания, вследствие своей

высокой льдонасыщенности и значительным объёмным сжатием. Это растрескивание и предопределяет конфигурацию планового расположения бугров.

Нам неоднократно встречались инъекционные бугры пучения, поверхность которых была рассечена морозобойными трещинами, которые переходили в полигональную сеть на поверхности окружающего булгунья понижения. Одно из таких сочетаний автором встречено на поверхности полигональной высокой поймы р.Юрибей (рис. 5). Сочетание бугров и морозобойных трещин в этом районе хорошо дешифрируется на космических снимках сверхвысокого разрешения [\[10\]](#).

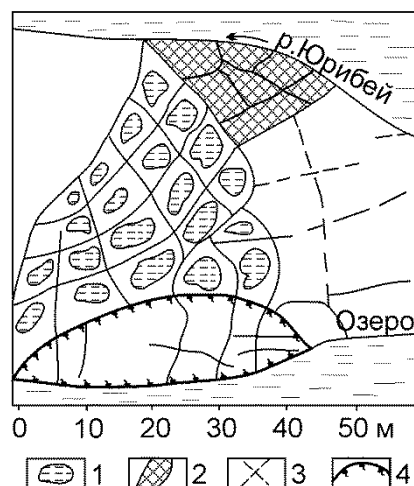


Рис. 5. Сеть морозобойных трещин на поверхности и вокруг частично разрушенного булгунья, расположенного на поверхности высокой поймы р.Юрибей, Центральный Ямал (по Ю.К.Васильчуку [\[9\]](#))

В пойменных отложениях реки Юрибей на Ямале геофизическими методами В.В.Оленченко и А.Н.Шейн на одном из профилей в интервале глубин 4–19 м выделили субгоризонтальную зону высокого сопротивления, которую они проинтерпретировали как пластовый лед. Отопляющее влияние рек Юрибей и Яртасё (правый приток Юрибея) привело к формированию подруслового талика, поэтому кровля пластового льда резко погружается при приближении к руслам рек. Распространение пластового льда в продольном направлении определено с применением электротомографии по профилю № 2. Кровля слоя высокого сопротивления (льда) залегает субгоризонтально. В направлении к старому руслу Юрибея намечается погружение кровли высокоомного горизонта, что, скорее всего, связано с близостью подруслового талика. Профиль № 2 также пересекает серию морозобойных трещин – в верхней части разреза сопротивлений выделяются повышенные аномалии удельного электрического сопротивления, вероятно, связанные с ПЖЛ [\[11\]](#). Таким образом, в толще пойменных отложений Ямальского Юрибея отмечен парагенез ПЖЛ и пластовых льдов.

На р. Яне, в 3 км ниже пос. Усть-Янск в 1952 и в 1953 г.г. Б.И.Втюриным [\[12\]](#) был дважды описан парагенез ПЖЛ с инъекционным льдом в ядре бугра пучения – булгунья (рис. 6, а). Река разрезала булгунья и обнажила внутреннее ядро бугра почти на всю его мощность. Большая часть бугра и ядра была уже размыта, и в разрезе виден лишь сегмент ледяной линзы. Оставшаяся часть бугра поднимается над поверхностью поймы (высота поймы здесь 7 м.) всего на 1 м; вершина его возвышалась на 4–5 м над поймой.

В кровле ядра сверху – мох и торф (0,3-0,5 м), ниже – залегает сильно оторфованный суглинок, местами глина (1,5-2 м). На боковых контактах ледяного ядра и в обоих прослоях грунта, проникающих в лед со стороны северного контакта, имеются включения мелкого песка.

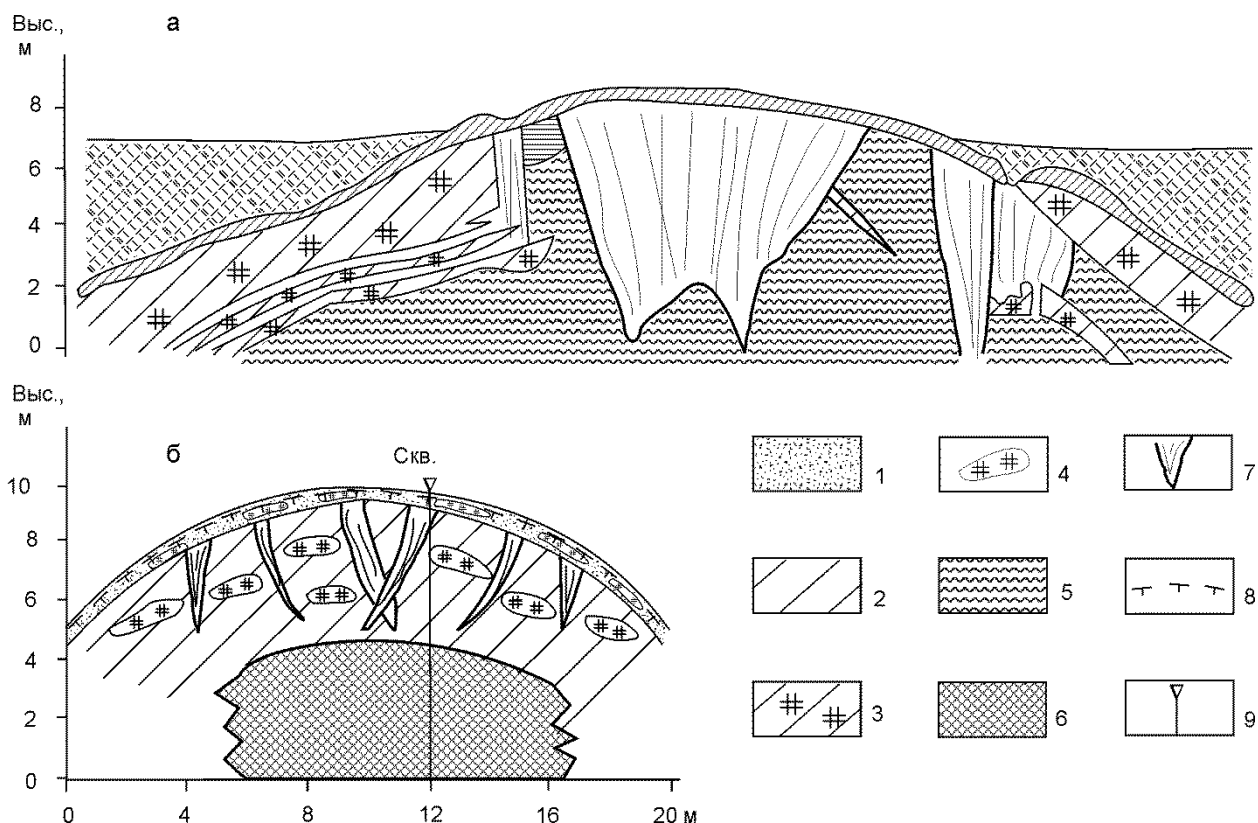


Рис. 6. Разрез булгуньяха на р.Яна (а), в 3 км ниже пос.Усть-Янск, Центральная Якутия (по Б.И.Втюрину [12]) и бугра пучения (б) в верховьях р.Сабьяха, Центральный Ямал (по В.Ф.Болиховскому [13]): 1 – песок мелкий с линзами и прослоями аллохтонного торфа; 2 – суглинки и глины; 3 – оторфованный суглинок; 4 – линзы и прослои торфа; 5 – инъекционный лед; 6 – пластовый лед; 7 – ПЖЛ; 8 – граница многолетнемерзлых пород; 9 – скважина

Инъекционный лед чист и прозрачен в нижней части и на боковых контактах линзы. В центре, в верхней части линзы наблюдается довольно много пузырьков газа разнообразной формы. Интересно, что они, группируются в своеобразные гроздья, занимающие в объеме около 4 дм³. Б.И.Втюрин считает [12], что такое распределение включений газа свойственно инъекционному льду в ядрах бугров пучения. Помимо гроздьев, наблюдаются неясно выраженные полосы мощностью 10–15 см, сильно обогащенные включениями газа.

ПЖЛ здесь имеет совершенно особые черты строения и сильно отличается от ледяных жил в разрезе поймы. Каждый слой жилы начинается от верхнего контакта. Видимая ширина ледяной линзы 40 м; вероятно до размыва, ширина ее, была значительно больше. Видимая мощность линзы 7 м. В центре, по-видимому, мощность льда была не менее 10 м [12]. На нижней размытой поверхности ледяной линзы хорошо видно простираение «корней» ПЖЛ, рассекающих ледяное ядро бугра на всю его мощность. ПЖЛ уходят вглубь берега, сужаясь в этом же направлении.

В строении ледяного ядра особенно примечательны две особенности: близость инъекционного льда к поверхности и обилие повторно-жильного льда среди инъекционного. Даже на оставшейся, после активного воздействия боковой эрозии, части ледяного ядра Б.И.Втюриным описаны 4 клина ПЖЛ [12]. Вся центральная часть обнажения занята ПЖЛ, выходящим нефронтально - примерно под углом 15° к линии обрыва.

Вертикальная слоистость в ПЖЛ выражена чрезвычайно слабо в связи с очень малым количеством твердых и беспорядочным расположением газообразных примесей. В

морозобойные трещины попадали частицы торфа и корешков растений из верхнего торфяного слоя; воды попадало мало и только в период весеннего таяния снега. Трещины лишь частично заполнялись льдом. Оставшиеся незаполненными полости постепенно выполнялись кристаллами глубинной изморози [12].

Вверху, где, по-видимому, происходило оплавление и размыв стенок трещин при заполнении их весной, боковые контакты ПЖЛ нечеткие. Внизу контакт ПЖЛ с инъекционным четкий, так же как и вертикальная слоистость в ПЖЛ [12].

Низы жил, по существу представляют собой инъекционный лед с серией регенерировавших морозобойных трещин, с зажатом в них воздухом, т.е. по вертикали наблюдается постепенный переход инъекционного льда в собственно ПЖЛ. Морозобойные трещины в нижней части ядра дробят крупные кристаллы инъекционного льда до размеров, характерных для ПЖЛ. Форме зерен ПЖЛ преимущественно изометрическая, средний поперечник 4–5 мм, максимальный – до 1 см. Ориентировка оптических осей кристаллов хаотическая [12].

Верхние контакты ледяных жил достигают границы современного максимального протаивания (0,5 м). По мнению Б.И.Втюрина [12] до разрушения булгуньях ПЖЛ, по-видимому, были растущими. Вертикальное протяжение ПЖЛ различно. Так, ПЖЛ, расположенные в центре ядра, рассекают всю линзу инъекционного льда, т. е. имеют протяжение 8,5 м. Но, судя по тому, что «корни» некоторых ПЖЛ уходят под урез воды, действительное протяжение их больше. Если учесть, что в центре бугра уровень кровли ядра был на 3–4 м выше, то максимальное протяжение ПЖЛ по вертикали можно предполагать 12–13 м. В ПЖЛ, растущих в грунте, морозобойные трещины уходят на глубину не более 7–8 м. Очевидно, такая глубина растрескивания характерна только для больших массивов льда и, в частности, в линзах инъекционного льда многолетних бугров пучения. ПЖЛ по периферии линзы короче. Их вертикальное протяжение всего 3–4 м. Причина этого в том, что трещины упираются в прослой торфа или глины и глубже проникают редко [12].

Строение, бугра показывает, что в данном случае инъекция связана с промерзанием прирусловых вод в пределах поймы. Подошва ледяного ядра залегает близ русловых песков. Наличие песка на боковых контактах линзы и в самой линзе свидетельствует о гидродинамическом напоре в период образования льда. По-видимому, происходило постепенное промерзание значительных объемов воды, так как воздух, выделившийся из воды, успевал концентрироваться в апикальной части ледяного свода. На периодичность замерзания или на изменение скорости замерзания указывает неравномерная насыщенность льда газами. Особенно показательны в этом отношении горизонтальные участки льда, обогащенные примесями газа. О периодичности, возможно многократности (в данном случае речь может идти о трехкратной инъекции) замерзания, говорит наличие двух параллельных боковому контакту слоев вмещающей породы [12].

Б.И.Втюрин считает [12], что после образования булгуньях в нем также, как и на окружающей пойме и, возможно, даже несколько раньше, началось морозобойное растрескивание и накопление ПЖЛ. Таким образом, размеры ледяной линзы и бугра в целом продолжали увеличиваться и после прекращения пучения, но уже за счет расклинивающего действия ПЖЛ сверху. Очень интересен вывод Б.И.Втюрина о том, что, следует считать вполне закономерным и даже непрямым условием существования многолетних бугров пучения с ледяными ядрами морозобойное растрескивание и увеличение объема ядра и бугра за счет ПЖЛ. Лед по своим физико-механическим свойствам очень подходящая среда для возникновения морозобойных трещин. Б.И.Втюрин даже предположил, что, что современный ПЖЛ в многолетних буграх пучения с ледяными ядрами встречается гораздо южнее, нежели современный ПЖЛ лед в грунтах [12].

Вместе с тем генезис ПЖЛ представляется весьма проблематичным, Б.И. Втюрин считает их эпигенетическими [12], хотя и указывает, что для эпигенетических ПЖЛ очень уж большие. Автор скорее склонен думать, что ПЖЛ здесь сингенетические, но тогда возникает вопрос о том, на какой глубине сохранялся талик под этим полигональным массивом, который впоследствии промерз и послужил источником, питавшим ледяное ядро булгунняхы?

Парагенетическое сочетание ПЖЛ с сегрегационным льдом в ядрах бугров пучения Центрального Ямала в верховьях бассейна р. Сабьяха (Манорский участок) описано В.Ф.Болиховским [13]. Обнаженный бугор пучения высотой 5 м (рис. 6, б) располагался в хасырее, на перемычке между двумя остаточными озерами. К моменту описания в 1982 г. этот бугор пучения (1/82) был наполовину размыт, и его строение В.Ф. Болиховский наблюдал в естественном обнажении. По обнажению и керну скважины, заложенной на вершине бугра пучения, описан [13] следующий разрез отложений термокарстового озера.

0,0 – 1,2 м – песок мелкий с линзами и прослоями аллохтонного торфа (сезонно-талый слой);

1,2 – 5 м – суглинки и глины серо-зеленые с многочисленными прослоями опесчаненного аллохтонного торфа мощностью до 0,2 м. Криотекстура неполносетчатая и сетчатая. Количество и толщина шлиров книзу заметно возрастают. В торфяных прослоях содержится большое количество крыльев стрекоз, и присутствуют новообразования вивианита диаметром до 10 мм:

5 – 10 м – лед стекловатый с небольшим количеством газовых пузырьков.

Изученные слои располагаются параллельно поверхности бугра пучения, постепенно погружаясь под урез озерных вод.

Минимальная температура пород, слагающих бугор пучения 1/82 ($-5,2^{\circ}\text{C}$) зафиксирована в интервале глубин 8–9 м. Породы, слагающие бугор пучения, рассечены ПЖЛ. Корни ПЖЛ достигают уровня озерных вод или проникают в мерзлый бугор несколько ниже уровня вод, окружающего бугор озера. Правильной полигональной решетки ПЖЛ не образуют. Расстояние между жилами колеблется от 1,5 до 5 м [13].

В.Ф. Болиховский полагает сегрегационное происхождение льда ядра бугра, указывая, что сегрегационный механизм развития бугров пучения рассмотрен в ряде публикаций [14, 15, 16]. По его мнению [13] после начала формирования, бугор подтягивал воду, которая намерзала на нижней поверхности ледяной линзы, вызывая дальнейшее пучение [13]. Сходство химического и изотопного составов пластового льда бугра пучения 1/82 и омывавших его озерных вод, по мнению В.Ф.Болиховского [13] указывает, что источниками воды были озеро и болото. Более легкий изотопный состав ПЖЛ по сравнению с изотопным составом озерных вод и пластового льда объясняется формированием ПЖЛ за счет талой снеговой воды без участия относительно тяжелой воды атмосферных осадков летнего периода.

По мере роста бугра пучения в слагающих его отложениях появлялись ослабленные зоны, которые "нащупывались" морозобойными трещинами, заполнявшимися льдом. Жила №2 вблизи уреза продолжается зияющей трещиной, частично заполненной сублимационным льдом (что подтверждает и вывод Б.И. Втюрина [12] о влиянии субликации на заполнение морозобойных трещин в ядре бугра). Этот указывает на продолжавшийся рост бугра пучения. Взаимное пересечение ПЖЛ в центральной части бугра пучения – по мнению В.Ф.Болиховского свидетельствует о одновременности их возникновения.

Бугор пучения 2/82 находится в заболоченной термокарстовой котловине. Его относительная высота 7–8 м. Этот бугор пучения испытал заметное термоденудационное преобразование. Четко обособились полигональные понижения по частично вытаявшим повторно-жильным льдам, изометричные термодепрессии площадью несколько квадратных метров, в которых до конца теплого сезона застаивается вода, а также небольшие термоэрозионные ложбины [131].

Бурение показало [131], что тело бугра пучения 2/82 состоит из ледяных и торфяных прослоев, которые чередуются следующим образом: 0,0 – 0,5 м – торф (сезонноталый слой); 0,5 – 3,4 м – лёд; 3,4 – 3,8 м – торф; 3,8 – 4,8 м – лёд; 4,8 – 5 м – торф; 5 – 7,5 м – лёд; 7,5 – 8 м – торф. В интервале глубин 8 – 9 м – суглинок серый с небольшими прослоями песка и растительного детрита, многолетнемерзлый [131].

Торф среднеразложившийся, высокольдистый со слоисто-сетчатой (реже линзовидной и атакситовой) криотекстурами. Лёд в промежутке между торфяными прослоями прозрачный, содержит небольшое количество газовых пузырьков. Общая мощность торфяных прослоев в данном бугре пучения 1,6 м, а чисто ледяных – 6,4 м [131].

Расслоенность торфом ледяной линзы бугра пучения 2/82 и малая прочность полуметрового слоя торфа над первым сверху пластом льда позволили В.Ф.Болиховскому [131] отнести его к миграционно-сегрегационным. Обилие воды, подтягивавшейся из талика к нижней поверхности изначального штира, обеспечивало его постепенное превращение в ледяной пласт. По мнению В.Ф.Болиховского [131], сегрегация в рассматриваемых буграх пучения на промерзающих таликах была еще и напорной.

Нарушение оптимального для наращивания ледяных пластов соотношения между величинами подтока влаги к фронту промерзания и его удаления от дневной поверхности в серии аномально холодных зим приводило к замерзанию торфа и разделению ледяного ядра бугра пучения 2/82 торфяными прослоями. Полигональная сеть ПЖЛ бугра пучения 2/82 сопрягается с системой ПЖЛ хасырея без признаков перестроек, что свидетельствует, по мнению В.Ф.Болиховского, о зарождении ПЖЛ на всей площади торфяника в начальный этап развития этого бугра [131].

Таким образом, парагенезы подземных льдов в исследованных минеральном и торфяном (ледово–торфяном) буграх пучения Манорского участка Центрального Ямала включают ПЖЛ, сегрегационные льды штиров и пластов, а также сублимационные льды зияющих оснований морозобойных трещин с ПЖЛ. Парагенетический статус ПЖЛ в буграх пучения по предположению В.Ф.Болиховского [131] двойственен. Они эпигенетичны по отношению к вмещающим озёрно-болотным отложениям, но сингенетичны буграм пучения как формам рельефа и их сегрегационным льдам.

Интересно, что М.В.Касымская [17] отнесла к миграционному типу торфяно-минеральный бугор (рис. 7), разбуренный на пойме р.Сабеттаяха на северо-востоке Ямала, где почти повсеместно развит полигональный рельеф и встречены довольно мощные ПЖЛ и ярусно расположенные (рис. 8) пластовые льды [18, 19]. Таким образом, парагенетически здесь сочетаются уже три типа подземных льдов: ПЖЛ, пластовые и лёд в ядре бугра пучения. Вероятно, все же в формировании этого бугра инъекционные процессы преобладали, так как бурение вскрыло довольно мощное ледяное ядро (рис. 9).

Весьма любопытный криолитологический ансамбль М.В.Касымской [17] встретился на второй террасе поблизости от пос. Сабетта (рис. 10). Судя по формам на поверхности этого выпуклого образования – это сильно редуцированные байджерахи. И если согласиться с предположением М.В.Касымской, то это парагенез ПЖЛ и бугра пучения. Однако необходимо еще доказать, что это булгуннях, вполне вероятно, что это сглаженная форма реликта второй террасы, в толще которой, как известно [20], на востоке Ямала развиты очень мощные повторно-жильные льды.



Рис. 7. Торфяно-минеральный бугор на пойме р.Сабеттаяха. Из М.В.Касымской [15]

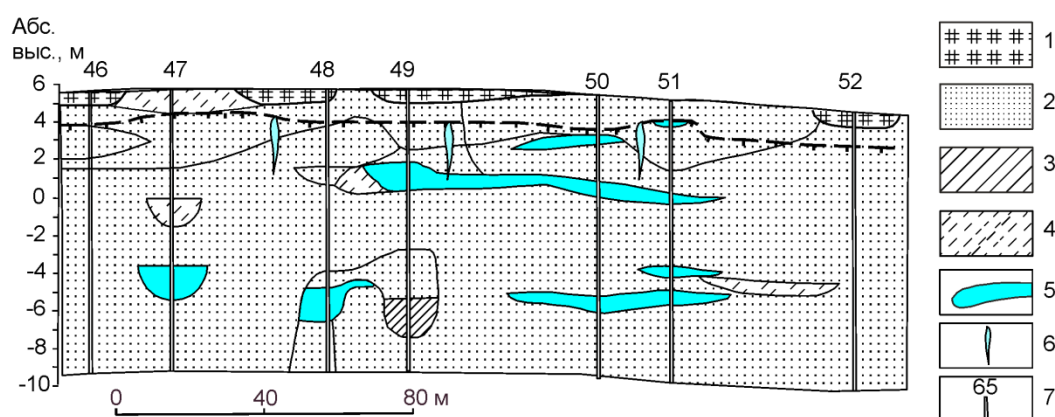


Рис. 8. Парагенетическое сочетание ПЖЛ и пластовых линзовидных льдов в толще голоценовой лайды на побережье Обской губы близ пос. Сабетта на северо-востоке п-ова Ямал. По [19]: 1 – торф; 2 – песок; 3 – суглинок; 4 – супесь; 5 – лёд пластовый; 6 – лёд ПЖЛ; 7 – скважина и её номер

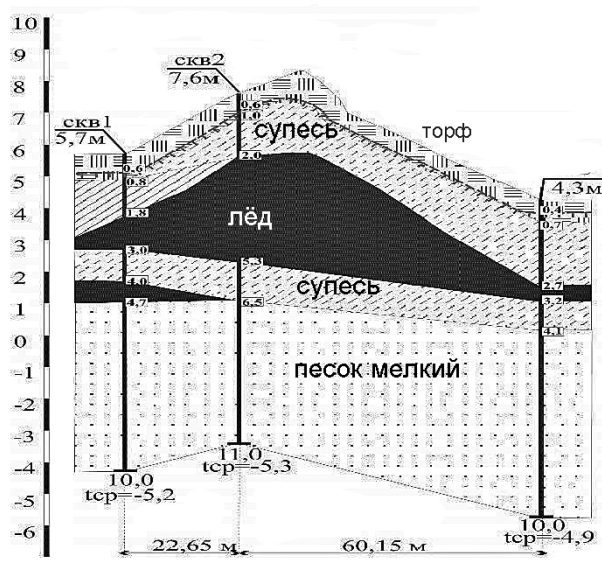


Рис. 9. Криолитологическое строение торфяно-минерального бугра на пойме р.Сабеттаяха. Из М.В.Касымской [17]



Рис. 10. Сложный криолитологический ансамбль, отнесенный М.В.Касымской [17] к гидролакколитам на второй террасе близ пос. Сабетта, северо-восток Ямала (по мнению автора, бугры на поверхности выпуклой формы – это скорее всего – редуцированные байджерахи)

В бассейне р.Хантайка и в районе г.Игарка Е.Г.Карповым [21] выявлены современные растущие небольшие по мощности, повторно-жильные льды, развитые исключительно в крупнобугристых торфяниках. На вершинах бугров в районе г.Игарка такие ПЖЛ образуют в плане полигональную решетку. Размеры [21] небольшие. Ширина их по верху наибольшая в местах пересечения и достигает 1–1,5 м, в среднем равна 0,5 м, книзу постепенно уменьшается и на глубине 2 м составляет 0,25 м. Глубина проникновения морозобойных трещин, заполненных льдом, не менее 3–4, а иногда 5–6 м, до подошвы вмещающих голоценовых торфяников, которые целиком сложены слаборазложившимся светлокоричневым, иногда бурым, сфагновым и гипновым торфом. Часто торфяники на контакте с сизовато-серыми озерными суглинками содержат неразложившиеся остатки древесины лиственницы, березы и ели вместе с корнями и корой. Абсолютный возраст торфа с глубины 1 м вблизи контакта ледяной жилы составляет 7720 ± 180 лет (ИМ–158). Голоценовый торфяник, расположенный в 2 км к северу от г.Игарка по направлению к р.Гравийка, имеет абсолютный возраст 9200 ± 40 лет (ГИН–180 с глубины 1,3 м) и 9480 ± 120 лет (ГИН–178 с глубины 1,5 м). Торф в этом разрезе имеет мощность 1,5 м, ниже залегают льдонасыщенные голубовато-серые озерные супеси. На контакте торфа с этими супесями встречено большое количество древесных остатков (стволы, ветви и кора). Н.Я. Кац начало торфообразования в районе г. Игарка относил ко времени около 8500 лет назад. Приведенные данные показывают, что благоприятные условия для произрастания древесной растительности и накопления торфяников имелись здесь намного раньше – 9480 лет назад.

Е.Г.Карповым [21] обнаружен резкий контакт ПЖЛ с вмещающим торфом. Вертикальная полосчатость во льду выражена четко, годовые жилы начинаются непосредственно у поверхности ледяной жилы и не выходят на ее боковые контакты. У контакта с ПЖЛ наблюдается смятие слоев мерзлого торфа и выдавливание их вверх. Современный рост ПЖЛ подчеркивается ростом льда выше основной жилы, который начинается непосредственно у подошвы современного сезоннопротаивающего слоя. Зияющие открытые морозобойные трещины рассекают торфяные бугры. Все это характерные признаки современного морозобойного растрескивания торфяников и эпигенетического роста ПЖЛ. Вблизи контакта с ПЖЛ в торфе встречены ритмично расположенные линзы сегрегационного льда мощностью 5–10 см. Контакты этих шлиров льда неровные, но резкие. На боковых контактах ледяной жилы некоторые шлиры как бы "втянуты" в жилу льда. Это говорит о том, что сегрегационные шлиры льда в торфе образовались раньше, чем ПЖЛ [21]. По цвету эти разновидности льда резко отличны. Повторно-

жильный лед имеет желтосерый оттенок, а шлиры сегрегационного льда стекловидно-прозрачные. Полигоны на поверхности бугров выражены хорошо, центральная их часть заметно выше края. Морозобойные трещины-канавки прослеживаются по темной полосе, заросшей густым кустарником (ива полярная, багульник, морошка, голубика и брусника). Склоны полигонов, обращенные к югу, лишены растительности или покрыты разреженным мохово-травяно-кустарниковым покровом. Размеры полигонов в поперечнике 20–30 м, их форма чаще всего четырех-, реже пятиугольная. Максимальная глубина протаивания в торфе в конце сентября – начале октября составила 0,2–0,3 м в центре морозобойной трещины и 0,45 м – в центральной части полигонов. Зимой поверхность торфяных бугров чаще всего лишена или почти лишена снежного покрова, что способствует их интенсивному охлаждению и морозобойному растрескиванию [21].

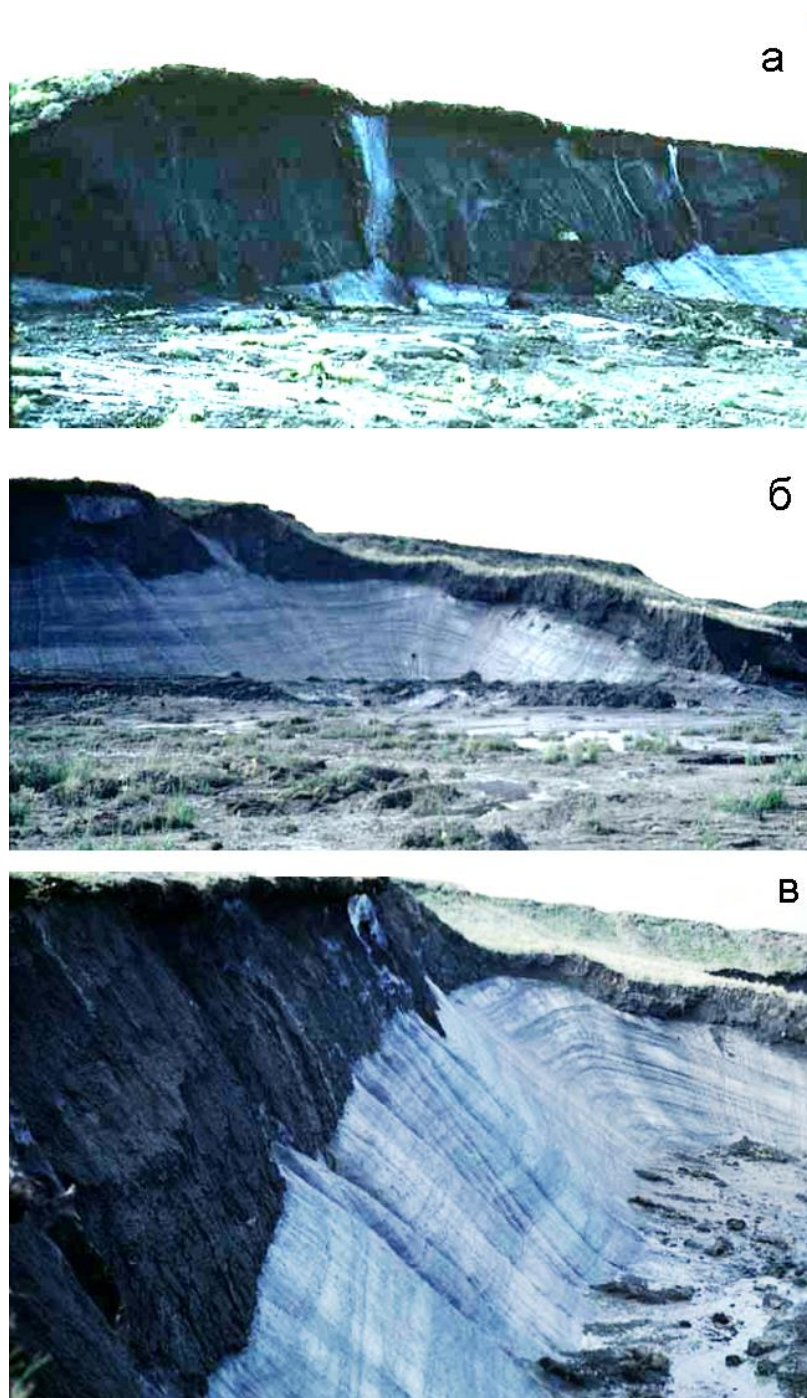


Рис. 11. Парагенез ПЖЛ с пластовым льдом в ядре пинго, северо-западные территории Канады, близ пос. Тактаякак. Фото Ж.Журно

В районе пос. Новый Надым Е.Г.Карповым [21] описаны повторно-жильные льды в крупнобугристых торфяниках на берегу термокарстового озера. Вскрытая шурфом жила имела ширину по верху 1 м, а на дне шурфа, на глубине 2,5 м, всего лишь 0,2 м. Судя по мощности (около 5 м) вмещающего торфа, размер жилы по вертикали не меньше 4–5 м. Над жилой лежит линза горизонтально-слоистого прозрачного термокарстово-пещерного льда мощностью 20–30 см, заместившего верхнюю часть ПЖЛ. Поскольку ПЖЛ залегает на глубине всего от 0,25 до 0,45 м, то она, по мнению Е.Г. Карпова [21] может реагировать на изменение глубины сезонного протаивания. В годы ее увеличения верхняя часть ПЖЛ вытаяла, термокарстовая полость заполнена водой, позже замерзшей, образовавшийся термокарстово-пещерный лед сохранился вследствие уменьшения глубины протаивания. Небольшие эпигенетические ростки высотой 15–20 и шириной 5–10 см над основной жилой льда говорят о возобновлении морозобойного растрескивания и роста ПЖЛ [21].

Очень убедительные доказательства реальности парагенеза ПЖЛ с пластовым в ядрах гидролакколитов (пинго) показал Ж.Журно (рис. 11).

Здесь в верхних частях пинго обнаружено довольно мощное ледяное ядро (см. рис. 11, б, в), в которое внедряются как узкие, так и широкие ПЖЛ (см. рис. 11, а). Здесь можно говорить о первичности льда ядра пинго и вторичности льда жил, по крайней мере, даже если полигональный рельеф образовался до формирования пинго, активный рост ПЖЛ, несомненно продолжался и после того, как возник бугор и ледяное ядро в нем.

Наглядная картина сочетания бугров пучения – пальза с морозобойным растрескиванием встречена на севере Канады в Нунавуте (рис. 12). Здесь морозобойные трещины не только рассекают бугры, но и, по всей видимости, определяют их взаиморасположение.



Рис. 12. Бугры пучения - пальза, высотой 1-2 м, диаметром 4-8 м, рассеченные морозобойными трещинами в устье р.Могуз, провинция Нунавут. Фото У.Шитса

Для взаимоотношения бугров с ледяными жилами, весьма важной является очередность появления криогенной формы, например, парагенез булгуньяха с ПЖЛ в Национальном парке пинго (см. рис. 1) зафиксировал, по мнению автора, следующую очередность: вначале возник полигональный рельеф на осушающемся аласе (хасырее), а после полного (или близкого к нему) осушения озера началось пучение. Это следует из характера полигональной решетки, которая на бугре полностью наследует ту, которая развита вокруг пинго. После образования бугра процесс роста ПЖЛ мог продолжаться, но новые контракционные трещины, даже на поверхности пинго наследовали первичную полигональность.

Парагенезы жил с пластовыми льдами

Наиболее часто встречающимися парагенезами, являются, пожалуй, сочетания ПЖЛ и сегрегационного пластового льдов в голоценовых разрезах представленных с поверхности торфяниками, вмещающими сингенетические ПЖЛ, подстилаемые супесчано-суглинистыми озёрными осадками. На контакте торфа и подстилающих отложений, нередко залегают пластовые ледяные залежи, в которые обычно "хвостами" внедряются ПЖЛ из торфа. Такое сочетание было, к примеру, описано В.И.Соломатиным [\[22\]](#) в торфяниках Обско-Тазовского междуречья.

Укажем на примечательное явление, нередко встречаемое в строении прибрежных ледовых комплексов. Автором, совместно с Л.Д.Сулержицким при обследовании разреза Дуванного яра в нижней по течению его части, на высоте более трех метров над урезом реки в толще едомы встречен пласт льда, мощностью более 1 м, выдержанный по простиранию вдоль берега на десятки метров. Во льду и во вмещающей его породе обнаружены вмёрзшие древесные остатки количество которых столь велико, что они образуют деревянные «мостовые» во льду. По внешнему виду обнаруженных здесь окатанных веток, корней и стволов очень трудно решить, когда они были захоронены – во время формирования жильного комплекса или позднее. Важной особенностью этих деревянных «мостовых» является то, что, они заморожены в горизонтально-слоистый лед большой мощности.

Для решения проблемы их возраста мы отобрали 4 образца на радиоуглеродный анализ. Было установлено, что количество радиоуглерода в их древесине такое же, как в современном плавнике. Это указывает на современный возраст древесины (аналогичные древесные «мостовые» встречались нам и на других речных и морских обнажениях ледового комплекса). Особо подчеркнем, что по текстуре слоистого льда, вмещающего ветки и по их внешнему виду такой однозначный вывод о современном возрасте этого ледово-древесного слоя.

Этот вывод был получен только после получения молодых датировок: 320 ± 60 (ГИН-3853), 280 ± 70 (ГИН-3854), 130 ± 90 (ГИН-3855), 320 ± 120 (ГИН-3855). Скорее всего, здесь мы столкнулись с ситуацией, когда во время весеннего паводка река размывала сильнольdistый берег, сформировалась большая протяженная абразионная ниша, в которой скопилось большое количество плавника.

После обрушения части берега сток из этой ниши затруднился, образовалось небольшое озеро, и зимой это подпруженное озерцо и весь плавник в нем примерзли к берегу, а уже в один из следующих весенних паводков были вновь вскрыты в результате боковой термоэрозии [\[23\]](#).

Такой же случай описан нами в нижней части Сеяхинского позднеплейстоценового комплекса ПЖЛ на Восточном Ямале. Здесь на высоте 1,5-2 м над урезом Обской губы отмечен горизонтальный контакт матового льда мощных ПЖЛ нижнего яруса и прозрачного стекловатого горизонтально-слоистого льда (рис. 13). Слои нижней ледяной залежи мощностью 1-1,2 см сложены крупными столбчатыми кристаллами. Между слоями отмечены скопления воздушных пузырьков.



Рис. 13. Парагенез сингенетического ПЖЛ мелкокристаллической текстуры с горизонтально-слоистым пластовым льдом натёчного типа, устье р.Сеяха, Ямал

Кристаллы ПЖЛ имеют размеры 1,5-3 мм, они хорошо огранены, имеют форму шестиугольников, в шлифах имеют серый или белый цвет. Во льду пласта ледяные кристаллы размером до 6-10 мм, эти кристаллы в шлифах тёмные, почти черные в одном направлении, и прозрачные в перпендикулярном ему направлении оптической оси.

Надо сказать, что установить истинную природу ледяного пласта в таких парагенезах совсем не просто, так как следов размыва на контакте пластового льда и льда жил не обнаруживается. Важным показателем является то, что такие пласты обычно встречаются в нижних частях обнажения. Но нетрудно представить ситуацию, когда в обширном понижении между байджерахами может возникнуть сравнительно крупное озеро, которое в результате боковой абразии будет размывать ПЖЛ, а затем позднее осенью замерзнет, частично внедрившись в тело ледяных жил.

Этот озёрный лёд, может впоследствии перекрыться дополнительным слоем снега, предохраняющим от протаивания весной и ранним летом, когда окружающие байджерахи уже оттаивают на значительную глубину.

В результате сползания материала с окружающих байджерахов этот вторичный озёрный лёд может оказаться погребённым и в дальнейшем при вторичном вскрытии подступившим берегом реки, моря или озера в обнажении будет вскрыт лёд жил с частично внедрившейся в него линзой озёрного льда. Вероятно, именно такой случай нам довелось описать в Куларском комплексе ПЖЛ ([\[24\]](#), см. рис. на стр. 202).

Там же нами обнаружено и внедрение ПЖЛ в ледяную линзу голубовато-серого сегрегационного льда мощностью до 1,5 м, залегающую на глубине более 21 м на контакте едомных супесей с подстилающими песками.

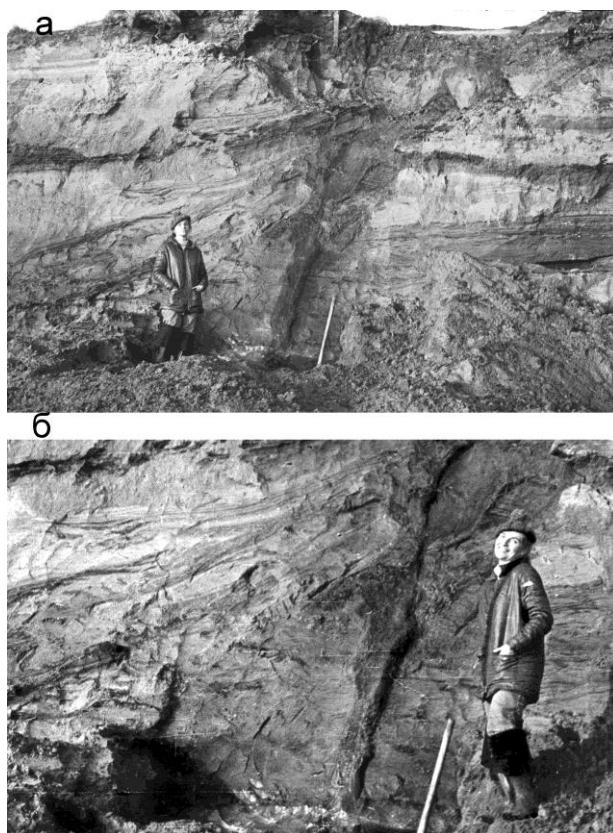


Рис. 14. Сингенетический ПЖЛ рассекает линзу сегрегационного льда, первая терраса у пос. Гыда

Обращает на себя внимание существенное различие изотопного состава льда линз и ПЖЛ в Куларе. Если в ПЖЛ величина $\delta^{18}\text{O}$ варьирует от -30 до $-32,6\text{‰}$, то в верхней линзе значение $\delta^{18}\text{O}$ составляет $-24,4\text{‰}$, а в нижней $-23,5\text{‰}$ [25]. Природа нижнего пласта может быть и такой, как у пластов и линз, встречающихся в основании многих голоценовых полигональных торфяников на контакте с подстилающими озерными отложениями. Обычно такие линзы имеют мощность от 0,5-1 м до 2,5-3 м (наиболее мощные пласты описаны нами в скважинах на полигональных массивах о.Белый, р.Харасавая на севере Западной Сибири).

Весьма интересное сочетание внутригрунтовых ледяных линз, мощностью 0,5-1 м имеющих ярусное залегание мы наблюдали близ пос.Гыда в разрезе 1 террасы (рис. 14, 15), а ранее И.Д.Данилов [26, 27] описал морфологически и, вероятно криогенетически сходное явление во второй террасе р.Мессояха (рис. 16).

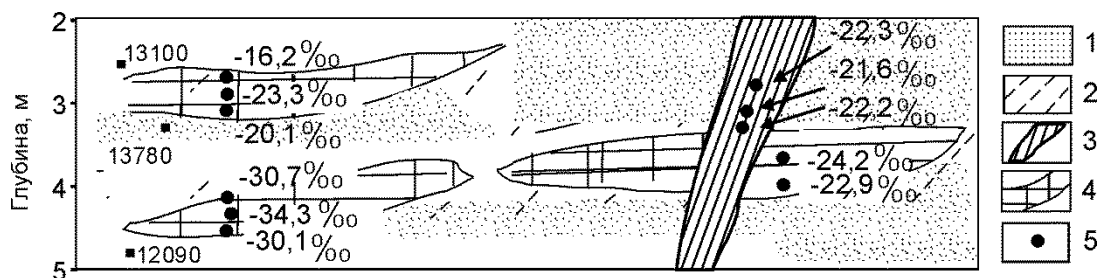


Рис. 15. Парагенез узкой сингенетического ПЖЛ и ярусно залегающих линз пластовых сингенетических льдов в толще первой аллювиальной террасы, в устье р.Гыда, на севере Гыданского полуострова: 1 – аллохтонный торф и рассеянный детрит; 1 – песок; 2 – супесь; 3 – сингенетические позднеплейстоценовые ПЖЛ; 4 – лед пластовый линзовидный; 5 – точки отбора образцов на изотопно-кислородный анализ. По [19, 24] с дополнением

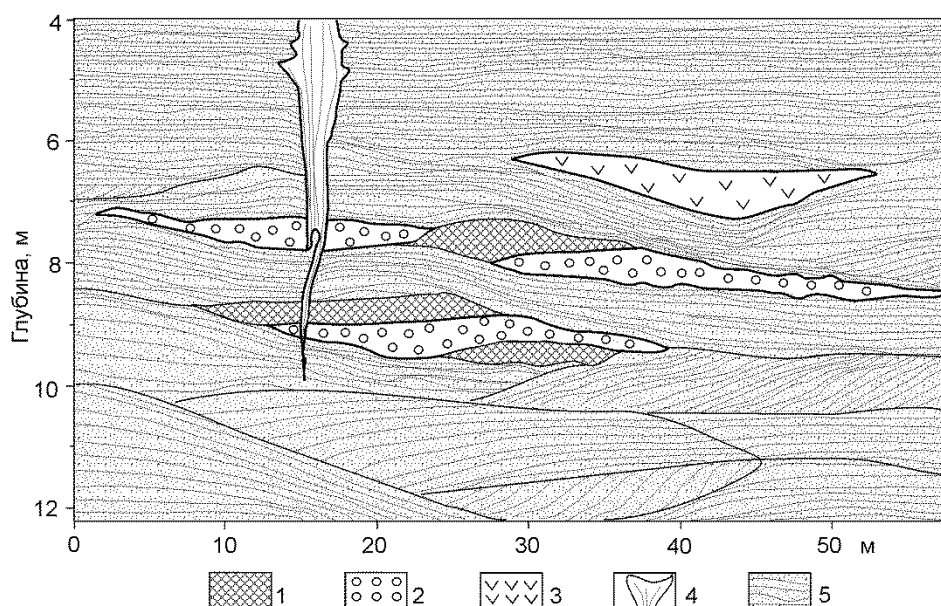


Рис. 16. Парагенез сингенетического ПЖЛ и пластовых ледяных залежей в разрезе второй террасы р.Мессояха, юг Гыданского п-ова (по И.Д.Данилову [26]):

1 – лёд прозрачный; 2 – лёд молочно-белый, сахаровидный; 3 – лёд грязно-серый с ржаво-бурый оттенком; 4 – вертикально-полосчатый лёд ПЖЛ; 5 – слоистый песок

Вероятно такого же типа парагенез описан М.З.Каневским в тоннеле Фокс пермафрост, близ Фэрбенкса (рис. 17).



Рис. 17. Термокарстово-пещерная линза льда, рассеченная ПЖЛ, Фокс туннель, Аляска. Фото М.З.Каневского

И близ Гыды и на Мессояхе это интересно тем, что ПЖЛ пронзают пласты и таким образом отражено, то, что жилы формировались после образования ледяных линз. А пласты льда, расклиненные жилами на разных глубинах разреза Селякин Мыс (рис. 18), который изучил И.Д.Данилов [28], позволяют говорить о циклическом синкриолитогенезе этой толщи.

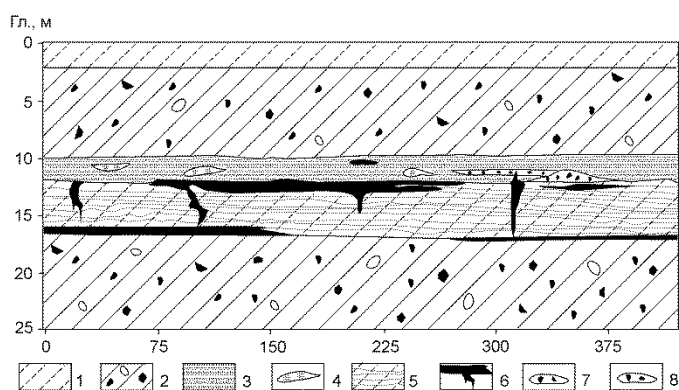


Рис. 18. Система ПЖЛ в слое супеси с торфом в обнажении “Селякин Мыс” (по И.Д.Данилову [28]): 1 – супесь; 2 – суглинок темно-серый с гравием, галькой и редкими валунами; 3 – песок темно-серый, тонкозернистый, пылеватый, горизонтально-, местами волнисто-слоистый; 4 – линзы намывного волокнистого торфа; 5 – серая льдистая супесь, темно-серая, местами линзовидно- и волнистослоистая; 6 – лед; 7 – гравий; 8 – галечник

А.Джил [29, 30], выполнивший исследование структуры льда в зоне проникновения ПЖЛ в ледяное ядро пинго близ пос. Тактаятак (рис. 19) выявил существенные различия в структуре льда этих двух типов.

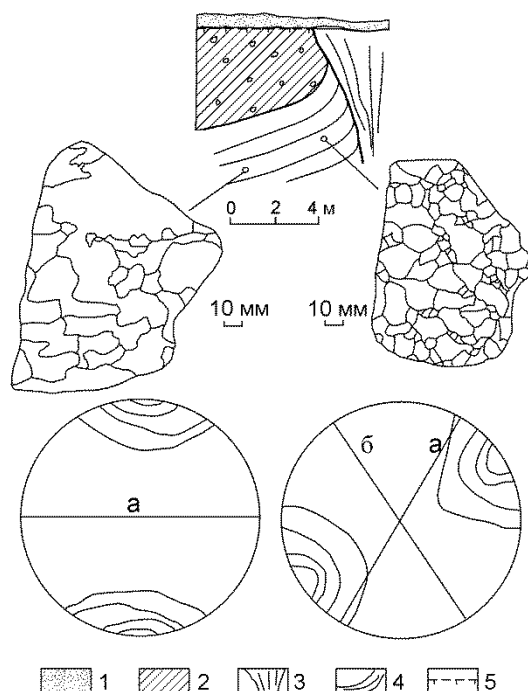


Рис. 19. Различия в структуре льда ледяного ядро пинго близ контакта с рассекающим ядро ПЖЛ и на расстоянии четырех метров от него (по А.Гелл [30])

Для этого парагенеза А.Джиллом также установлена очередность: вначале сформировался лед сегрегационно-инъекционной линзы, а затем в него внедрялся и на него активно воздействовали растущие ПЖЛ. Структурная слоистость ледяного ядра искажена. Вблизи ПЖЛ нарушена слоистость ледяного ядра. В структуре льда сегрегационно-инъекционной линзы в сторону внедрения ПЖЛ отмечено уменьшение размеров кристаллов (см. рис. 19), из-за образования новых зерен. Подобные изменения размеров кристаллов пластового льда, рассеянного ПЖЛ, Такой эффект ранее отмечал А.Корте в 1962 г. в Гренландии, исследуя пластовый лед, рассеянный ПЖЛ. По мере удаления от ПЖЛ заметно изменяется и форма кристаллов в ядре пинго. В зоне рядом с ПЖЛ встречены маленькие прямые или слегка изогнутые полигональные кристаллы. В ПЖЛ встречены примеси органических и минеральных включений. В ледяном ядре пинго мощность горизонтальных полос, насыщенных воздушными пузырьками варьирует от 5 см до 1 м. Субгоризонтальные слои льда насыщенные пузырьками чередуются с прозрачным льдом и с прослоями льда насыщенными песчаными частицами. В ПЖЛ воздушные пузырьки сферической формы, тогда как в ледяном ядре пинго пузырьки воздуха часто вытянутые, эллипсоидные.

Во льду ПЖЛ размер кристаллов колеблется от 1 мм^2 в районе оси до 1 см^2 у края жилы. В пластовой ледяной залежи, кристаллы достигают 4 см^2 и в чистом льду и в насыщенном пузырьками. В слоях, насыщенных минеральными включениями размеры кристаллов льда не превышают 1 мм^2 .

Направление длинных осей кристаллов широко варьирует в обоих типах льда. В ПЖЛ, кристаллы обычно вытянуты вертикально, параллельно лентам пузырьков, встречается также перпендикулярное расположение длинных осей кристаллов. В пластовом льду кристаллы вытянуты перпендикулярно направлению пласта в прослоях с пузырьками, в прослоях насыщенных минеральными примесями никакой выраженной ориентации

кристаллов не отмечено. На контакте с жильным льдом отмечены микросбросы – смещения кристаллов параллельно ледяному клину.

Ориентация оптических осей кристаллов в ПЖЛ изменяется в зависимости от размеров кристаллов и положения относительно оси жилы. Мелкие кристаллы в центре жилы имеют субгоризонтальную оптическую ось. По мере увеличения размеров ледяных кристаллов от центра к краю ледяного клина оптическая ось поворачивается. В пластовом льду оптические оси кристаллов перпендикулярны пластам льда, в непосредственной близости от ледяной жилы направление оптической оси кристаллов пластового льда близко к направлению оптической оси периферийных кристаллов повторно-жильного льда [30].

Особо обращает на себя внимание то, что в зоне внедрения ПЖЛ в пласт размеры кристаллов пластовой залежи, по наблюдениям А.Джилла, заметно меньше, чем на расстоянии 3-4 м от внедрения [30]. Это, вполне вероятно, связано с воздействием внедрения ледяного клина, вызвавшее пластические деформации на контакте пласта с ПЖЛ.

В то время слоистость сегрегационного льда меняет свое направление рядом с жилой, внутренние кристаллы пласта вблизи границы ПЖЛ реагируют на напряжения также как и кристаллы самой жилы близ контакта. Изменение ориентации кристаллов указывает на то, что и в ПЖЛ и в пласте произошла перекристаллизация. Размеры кристаллов демонстрируют максимальное сопряжение со слоистостью сегрегационного льда в 5 м от жилы и максимальное сходство структуры сегрегационного льда с ПЖЛ на контакте с жилой [30].

Значительные изменения текстуры и характеристик кристаллической структуры по мере удаления от ПЖЛ обусловлены давлением, вызванным летним расширением многолетнемерзлых пород. Напряжение было максимальным непосредственно на контакте с жилой и снижалось по мере удаления от нее. Ранее о подобном влиянии ПЖЛ упоминал А.Корте, который определил, что изменения в структуре окружающего ПЖЛ льда ограничены расстоянием 30 см от небольшой жилы (шириной 1 м). Но наблюдениями А.Джилла [30] показано, что структурные изменения были зафиксированы и на расстоянии до 4 м от крупной жилы (шириной 3 м). Хотя ненарушенный сегрегационный лед и лед в центральной части ПЖЛ существенно различаются по текстуре и структуре, кристаллическая структура на контакте этих двух льдов очень похожа. Такая структура формируется в результате возникновения системы напряжения, обусловленной ростом ПЖЛ.

Там, где крупные ПЖЛ рассекают пластовый лед, наблюдается значительное изменение кристаллографических особенностей; они связаны с ростом жилы, но наблюдаются в основном, в пластовом льду. Размер кристаллов и разнообразие форм кристаллов уменьшается по направлению к ПЖЛ, и кристаллы, образующие соответствующую структуру, поворачиваются так, что становятся нормальным по отношению к ПЖЛ. Ориентация длинных осей кристаллов становится параллельной жиле вследствие наложения напряжения.

Гетерогенная пластовая ледяная залежь с парагенетическим сочетанием автохтонного сегрегационного ледяного пласта и автохтонного инъекционного пластового льда с сингенетическими ПЖЛ в верховьях р.Мордыаха исследована Ю.Васильчуком с Н.Буданцевой в августе 2011 г. Здесь залежь мощностью более 4 м с нормальной горизонтальной слоистостью по латерали переходит в вертикально-слоистый лёд и рассекается мощными 4-5-метровыми сингенетическими ПЖЛ (рис. 20). Это весьма редкое сочетание в едином разрезе пластовых и сингенетических ПЖЛ.

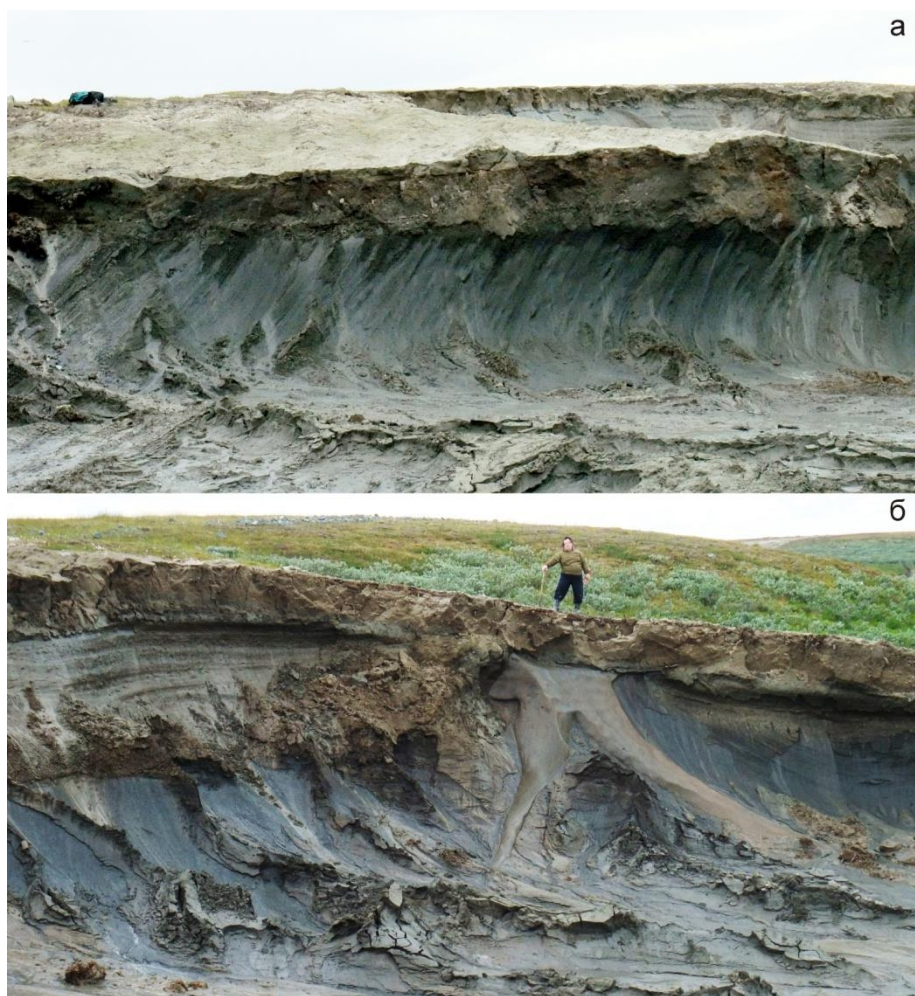


Рис. 20. Парагенез сингенетического ПЖЛ с инъекционно-сегрегационным пластовым льдом, верховья р.Мордыяха, Центральный Ямал. Фото Ю.К.Васильчука и Н.А.Буданцевой

Ледяные жилы, сложенные вертикально-слоистым желтовато-серым льдом. Слои льда вскрываются в левой части обнажения под углом 65-75°. В центральной части обнажения лед относительно чистый, и слоистость просматривается за счет прослоев льда разного цвета. Ширина этих прослоев от 1-3 до 10-15 см. Влево этот лед постепенно переходит в ледогрунт также косо-вертикально ориентированный. Грунтовые прослои представлены серой супесью. Ближе к периферии залежи (на рис. 20 влево), количество грунта возрастает, и примерно в 10 м от центральной ледяной части пластовая залежь заканчивается и вмещающими отложениями здесь является серый песок. Вправо от центральной части, где фиксируется косо-вертикально-слоистый лёд, в верхней части расположена несколько более поздняя вкладка, представленная горизонтально-слоистым льдом. Ширина этой вкладки около 10-12 м, высота – 2,5-3 м. Распределения значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{2}\text{H}$ вполне отвечает гетерогенному происхождению пластов. Изотопный состав льды и косо-вертикально ориентированного ледогрунта, расположенного в левой части обнажения демонстрирует весьма незначительные изотопные вариации: изменение значений $\delta^{18}\text{O}$ во льду составляет менее 1‰ – от – 22,4 до – 23,3‰, что указывает на сегрегационный характер льдообразования в условиях открытой системы. Анализ пыльцы и спор в ледяных пластах в верховьях р. Мордыяха, выполненный А.К.Васильчук позволил идентифицировать лед как внутригрунтовый [31].

Многолетнемерзлые отложения, с пластовыми льдами мощностью до 35, рассеченными в верхней части повторно-жильными льдами, мощностью до 5 м изучены [32] на берегу Енисейского залива от мыса Сопкарга до р. Мироновская (рис. 21). Вариации значений

$\delta^{18}\text{O}$ в ПЖЛ составляют 1, 3‰ – от –20, 3‰ до –19,0 ‰, а диапазон изменений величин $\delta^2\text{H}$ около 10‰ от –150,4 ‰ до –140,6 ‰. Величины $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в ледяных пластах практически не меняются по разрезу, составляя –23‰ и –177‰ соответственно [32].



Рис. 21. Парагенез эпигенетического ПЖЛ с инъекционно-сегрегационным пластовым льдом, низовья р.Енисей, пос. Сопочная Карга. Фото А.М.Земсковой

Одним из наиболее исследуемых районов канадской Арктики, где развиты пластовые льды, является о.Хершел (69°42' с.ш, 139°01' з.д.), расположенный к западу от дельты р.Маккензи в южной части море Бофорта. Пластовые льды (рис. 22, 23) здесь были исследованы В.Поллардом в 1986-1988 гг. [33], Б.Дж.Мурманом в начале 90-х [34] и Х.Лантуитом и В.Поллардом в конце 90-х гг. XX в [35], а впоследствии М.Фритцем с коллегами [36]. Наиболее типичным пластовым льдом на острове является горизонтально-слоистый лед сегрегационного генезиса.



Рис. 22. Несколько типов пластового льда, в том числе погребенного (?) и внутригрунтового льда, пронизанного с поверхности ПЖЛ в обнажении высотой около 22 м и шириной 1300 м, на южном побережье острова Хершел. Фото Д. Фокса, 2010 г.

В некоторых пластовых ледяных залежах на о.Хершел отмечен очень большой диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ (до 18‰ от –21‰ до –39‰) и $\delta^2\text{H}$ (117‰ от –169‰ до –286‰) для единого ледяного тела, что, по мнению автора, указывает на существенное фракционирование при сегрегационном льдообразовании в закрытой промерзавшей системе.

Во многих фрагментах обнажений на о.Хершел в верхней части разреза обнаружены ПЖЛ, нередко глубоко проникающие в пласты льда (см. рис. 22, 23).

а



б



в

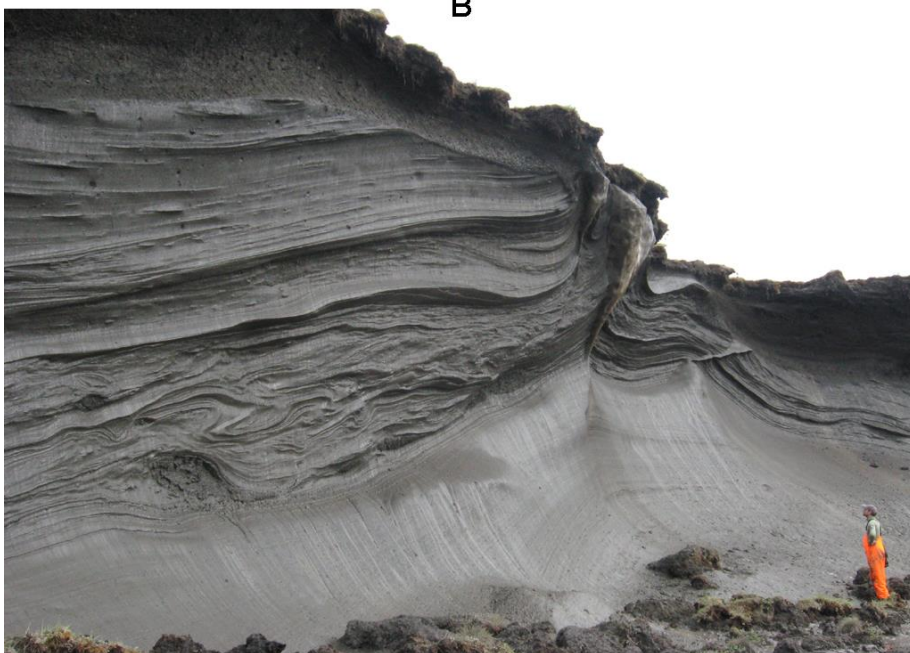


Рис. 23. Парагенез ПЖЛ с пластовым льдом, остров Хершел. Фото Х.Лантуита, М.Фрица и Б.Радосавлиевича

Важно, что В.Поллард [\[33\]](#) описал на о.Хершел двухъярусные (рис. 24) сингенетические ПЖЛ (нижний ярус которых, несомненно, позднеплейстоценовый) безусловно свидетельствующих о том, что эти участки не покрывались ледниками в позднем плейстоцене.

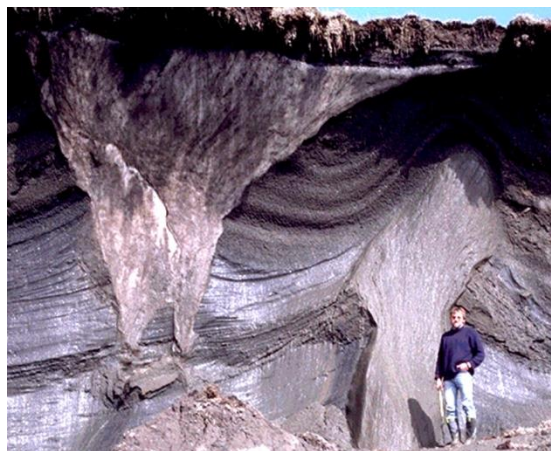


Рис. 24. Мощные сингенетические ПЖЛ образующие два яруса в многолетнемерзлой толще о.Хершел. Фото В.Полларда

Парагенез ПЖЛ с пластовым льдом встречен в ряде пунктов северо-западных территорий Канады (рис. 25). В этой же провинции Канады встречена Дж.Мёртоном мощная пластовая залежь рассеченная тонкими ледяными и мощными грунтовыми жилами (рис. 26), особенно выразительная в районе Крамблинг Пойнт [\[37\]](#).



Рис. 25. Парагенез ПЖЛ с пластовым льдом, Хилл, северо-западные территории Канады. Фото Р.Баумера

Сложный парагенез ПЖЛ с внутригрунтовым и погребенным ледниковым пластовым льдом, залегающим на глубине 1-1,5 м (рис. 27), описан [\[38\]](#) на острове Байлот, Канадский Арктический архипелаг (остров относится к региону Кикиктани провинции Нунавут).

Здесь ранее описаны голоценовые ПЖЛ датированные 3670 ± 110 лет [\[39\]](#), среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ в которых равно $-25,6\text{‰}$ [\[38\]](#), тогда как в леднике С93 среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ равно $-25,0\text{‰}$. В погребенных пластовых льдах здесь же (по мнению Ю.Шура, М.Каневского, Д.Ласелля и др. [\[38\]](#) среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ составляет -34‰ – т.е. существенно ниже чем во всех других типах льда острова Байлот.



Рис. 26. Пластовый лёд, рассеченный тонкими ледяными и мощными грунтовыми жилами в устье р.Маккензи, вблизи пос. Тактояттак. Фото Д.Мёртона

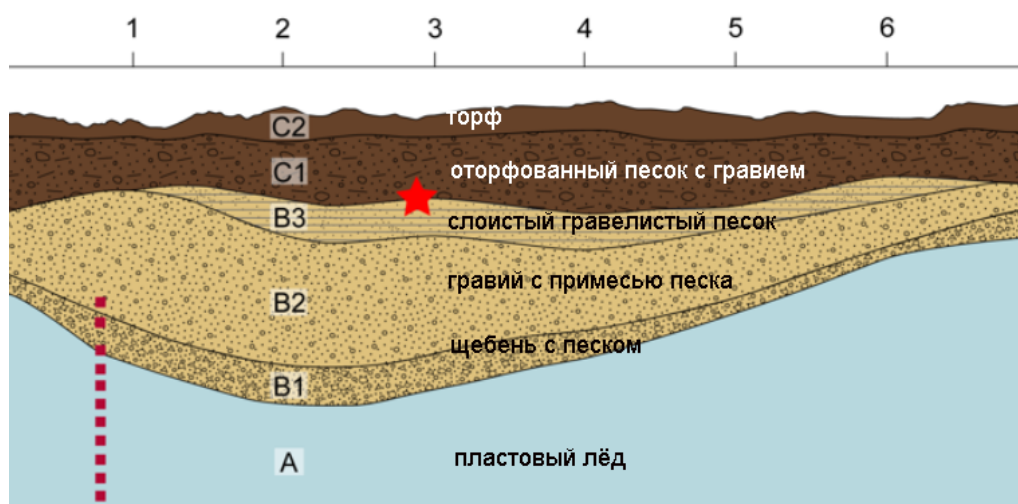


Рис. 27. Неглубоко залегающий пластовый лёд на острове Байлот (Канадский Арктический архипелаг). По [38]

Несомненно, перекрывающий пласт торф и сильно оторфованный гравелистый песок являются хорошей средой для формирования ПЖЛ в них, поэтому на о. Байлот можно ожидать большое количество парагенетических сочетаний пластового льда с голоценовым ПЖЛ.

Д.Харри, Х.Френч и В.Поллард изучили парагенез ПЖЛ и пластовых льдов на побережье моря Бофорта в разрезе Кинг Пойнт [40]. Здесь развиты мощные, вероятно сингенетические повторно-жильные льды высотой в среднем 6 м, шириной в верхней части более 2,5 м (рис. 28). Они пронизывают толщу торфа и подстилающего песка и внедряются в нижележащий диамиктон. В диамиктоне залегают пластовые льды, однако снежник бронирующий нижнюю часть разреза в Кинг Пойнт не позволил детально изучить особенности взаимоотношения ПЖЛ и пластовых льдов в этом разрезе.

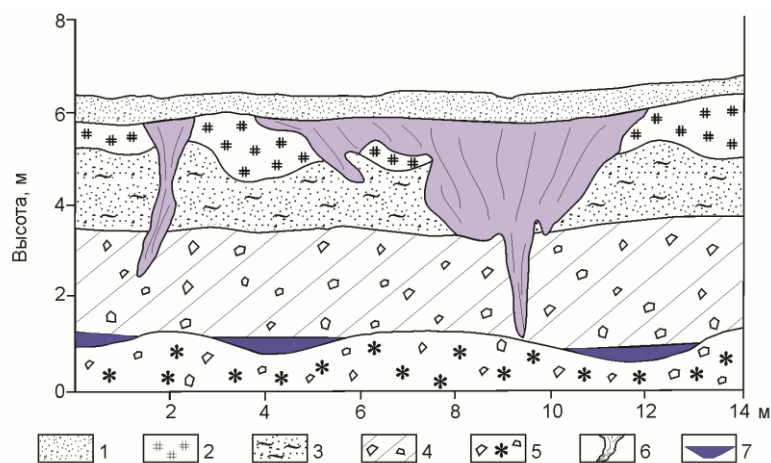


Рис. 28. Парагенез ПЖЛ и пластовых льдов в разрезе Кинг Пойнт, северный Юкон, побережье моря Бофорта (по D.G.Harry et al. [40]): 1 – мелкий песок; 2 – торф; 3 – стратифицированный опесчаненный суглинок (ил); 4 – диамиктон; 5 – снег с обломками пород; 6 – повторно-жильный лед; 7 – пластовый лед

Д.Харри, Х.Френч и В.Поллард в 1984-85 гг. проводили исследования пластового льда, вскрытого в стенках солифлюкционных оползней в районе Сэбин Пойнт, Юкон, Канада ($69^{\circ}04' \text{с.ш.}$, $137^{\circ}47' \text{з.д.}$) [41]. В окрестностях Сэбин Пойнт выделено два основных типа ландшафта – волнистая поверхность моренных отложений, формирующая серию низких холмов и гряд, протянувшихся от побережья до границ оледенения стадии Сэбин Пойнт; и обширные почти горизонтальные озерные равнины, окружающие моренные отложения. Равнины характеризуются многократным развитием термокарстовых озер и их осушением. Типичное строение отложений, слагающих озерные равнины: 5-8 м толща стратифицированных желтых и коричневых легких суглинков и песков возраст которых определяется как до-Бэкландский, перекрыта валунной глиной, стадии Бэкланд, мощностью до 10 м. Глина перекрыта горизонтом мощностью 1-3 м, представленным насыщенным органикой суглинком и песком эолового и озерного генезиса. Также встречены и флювиальные илистые отложения. В верхней 2-4 метровой толще отложений развиты ледяные жилы (рис. 29).

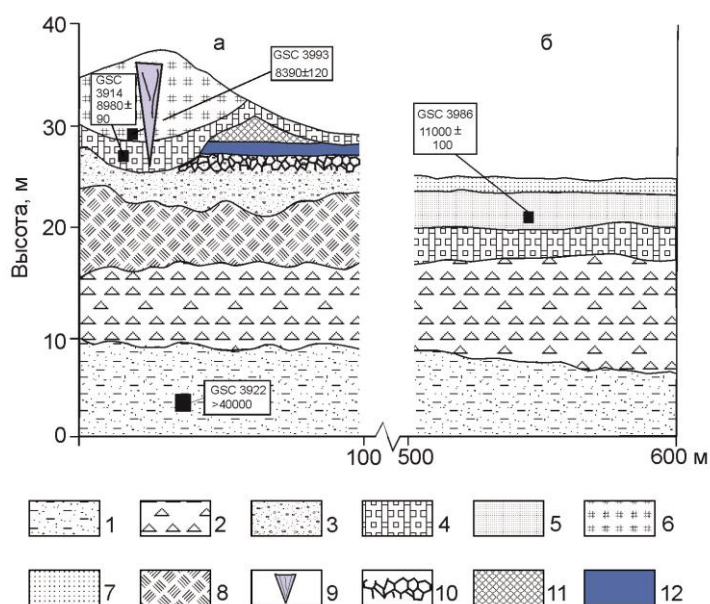


Рис. 29. Парагенез ПЖЛ и пластовых льдов в береговом обнажении в 2 км к северо-западу от Сэбин Пойнт: а – стенка западного солифлюкционного оползня льдонасыщенной равнины; б – обнажение озерной террасы в 0,3 км западнее разреза а. По D.G.Harry et al. [41]: 1 – песок и супесь; 2 – глины; 3 – льдонасыщенный диамиктон; 4 – отложения грязевых потоков (солифлюкционные); 5 – песок с органикой и суглинок; 6 – торф; 7 – тонкий песок; 8 – оползневые отложения; 9 – ПЖЛ; 10 – сетчатый лед; 11 – чистый лед (горизонт Б); 12 – загрязненный лед (горизонт А)

В противоположность отложениям озерных равнин, стратиграфия моренных отложений в пределах холмов и гряд характеризуется наличием 5-6 м пластовых льдов, перекрытых по крайней мере 5-метровым горизонтом льдистого суглинисто-глинистого диамиктона. Активное таяние этих осадков обеспечивает образование оползней [\[41\]](#).

Криотекстура диамиктона представлена тонкими наклонными волнистыми слоями и линзами льда и субгоризонтальными линзами мощностью до 10 см. Верхняя часть диамиктона имеет сетчатую криотекстуру, с ледяными прожилками мощностью до 10 см. Вскрытый пластовый лед разделен на две стратиграфические единицы. Слоистый грязный лед (горизонт А), мощностью 1-1,5 м, перекрывает льдистый суглинисто-глинистый диамиктон. Вверх по разрезу он постепенно переходит в чистый лед (горизонт Б) мощностью по крайней мере 4 м. Лед срезан как минимум двумя несогласиями протаивания, которые отделяют его от перекрывающих илистых отложений с включениями органического материала, которые относятся к периоду развития солифлюкционных оползней и термокарста. Эти осадки перекрыты торфом и насыщенными органикой суглинками, мощностью 5-6 м, в пределах которых залегают крупные эпигенетические ледяные жилы. Ширина жил 1-2 м в верхней части, глубина залегания – 4-6 м [\[41\]](#).

Петрографический анализ пластового льда показал, что лед горизонта Б в целом чистый и прозрачный. Такой вид обеспечивается низким содержанием пузырьков воздуха и включений грунта и почти отсутствием стратификации и структуры льда. Включения грунта составляет менее 1% по объему. Они представлены отдельными минеральными зернами и фрагментами торфа, случайно распределенными во льду. Иногда внедрение осадка происходит по плоскостям трещин. Около 65% зерен льда менее 2 см, однако вблизи кровли и краев льда они немного меньше, отдельные крупные зерна почти отсутствуют, а структура льда становится более равногранной. Эти признаки, как отмечают Д.Харри и Х.Френч, указывают на рекристаллизацию в результате протаивания и последующего промерзания.

Лед горизонта А содержит 13-15% минеральных включений по объему, что придает льду коричневый оттенок. Слоистость льда формируется за счет переслаивания слоев темного льда, содержащего прерывистые прослойки и скопления осадка, и более чистого льда, насыщенного пузырьками воздуха. Другие структуры отсутствуют. Выделено два типа включений минерального осадка: 1 – случайные включения частиц песка и ила как в грязном льду, так и в чистом льду, 2 – горизонтальные слои или скопления неправильной формы насыщенного органикой суглинка длиной 5-15 см, толщиной до 1 см. Включения газа во льду горизонта А представлены маленькими сферическими пузырьками длиной 1-5 мм, расположенными вблизи и между слоями и скоплениями осадка. В пределах полос более чистого льда газовые включения имеют большие размеры (3-20 мм длиной) и встречаются в виде отдельных вытянутых пузырьков или цепи небольших пузырьков. Средняя площадь зерен льда $2,5 \text{ см}^2$, диапазон составляет от $0,8$ до 4 см^2 .

По органике, отобранной из отложений исследованного оползня и расположенных рядом обнажений, получен ряд ^{14}C датировок, позволяющих предположить возраст пластовых льдов. Фрагменты древесины, отобранной из легкого суглинка и песка под глинами стадии Бакленд, датированы старше 40000 лет. Фрагменты древесины, отобранные из илистых флювиальных отложений непосредственно над несогласием протаивания, датированы в 8980 ± 90 лет, а фрагмент древесины из нижней части торфа датирован в 8390 ± 120 лет. Эти датировки показывают максимальный возраст начала аккумуляции торфа и минимальный возраст пластового льда. Торф, отобранный из базальных озерных отложений, перекрывающих флювиальные осадки с обломками и морену, в 0,3 км северо-западнее, имеет возраст 11000 ± 100 лет, что дает максимальный возраст начала озерной аккумуляции в этом районе. Органика из этого же стратиграфического горизонта, в 2 км северо-западнее, датирована в 14400 ± 180 лет. Эти датировки позволяют предположить [\[41\]](#) периоды наибольшей активности термокарста в течение позднего висконсина и раннего голоцена. Льдистые отложения

периода Бакленд и после него, включая пластовые льды, были подвержены протаиванию, солифлюкции, эрозии и переработке. Развивалась обширная сеть термокарстово-озерных бассейнов; в небольших термокарстовых понижениях и водоемах происходила аккумуляция мощных торфяников и насыщенных органикой суглинков. После осушения озер началось многолетнее промерзание, которое сопровождалось ростом крупных эпигенетических повторно-жильных льдов [41]. Говоря об относительном возрасте исследованного пластового льда Д.Харри с соавторами [41] указывают на то, что возраст перекрывающих лед отложений датирован от 8000 до 14000 лет назад, лед не деформирован и либо перекрывает, либо залегает вблизи кровли глин стадии Бакленд, и поэтому пластовый лед, если рассматривать его неледниковое происхождение, образовался после отступления ледника стадии Бакленд. Внутригрунтовое происхождение льда подтверждается стратиграфией разреза. Постепенный переход сверху-вниз от чистого льда ко льду с включениями осадка и отложениям с сетчатой криотекстурой лучше всего объясняется изменением условий промерзания по мере движения фронта промерзания вниз. Маловероятно, чтобы погребенный ледниковый или другой наземный лед демонстрировал такой постепенный переход [41]. Также ориентация оси с льда из горизонтов А и Б имеет слабый максимум, в отличие от большинства проанализированных образцов ледникового льда. Поэтому Д.Харри с коллегами [41] делают вывод, что исследованный ими пластовый лед образовался в результате процессов сегрегации. Низкое содержание осадка во льду и крупные кристаллы льда не исключают интрузивное происхождение горизонта Б. Также это может быть инъекционно-сегрегационный лед. Лед горизонта А состоит из более мелких кристаллов, отличается высоким содержанием пузырьков воздуха и более высоким включением минеральных частиц. Это предполагает, что промерзание в пределах горизонта А шло быстрее. Либо происходило понижение температуры, или, что более вероятно, при тех же термических условиях снизилось количество поступающей воды, что могло быть связано с истощением или ограничением потока воды из смежных горизонтов. В результате этого в лед было включено больше минеральных частиц. Переход пластового льда в отложения с сетчатой криотекстурой могло отражать дальнейшее ограничение поступления воды к фронту промерзания. Источником воды для формирования пластового льда могла вода, поступающая под артезианским давлением, или вода из закрытой или полужакрытой системы под гидростатическим давлением. В последнем случае отсутствие водоносных пористых отложений (например, песка или гравия) подо льдом, что типично для разрезов с пластовыми льдами на п-ове Тактояттак и в дельте Маккензи, предполагает очень высокое поровое давление. Альтернативным источником воды могли быть отложения, накопившиеся до стадии Бакленд, из которых влага мигрировала вверх в соответствии с термическим градиентом вдоль трещин или других каналов в глинах стадии Бакленд [41].

Д.Харри, Х.Френч и В. Поллард [41] предложили три модели развития льдистых отложений в районе Сэбин Пойнт: 1) они могут представлять аградационные формы стадии Бакленд, образовавшиеся либо как льдистые морены, либо как локальные смятые ледником прослои льда стадии Сэбин; 2) эти отложения представляют подземный лед, образовавшийся после стадии Бакленд при многолетнем промерзании и 3) это остатки ранее существовавшей обширной льдистой равнины, образовавшейся при многолетнем промерзании в конце стадии Бакленд или после нее и впоследствии переработанной термокарстовыми процессами. Первая гипотеза не рассматривается, т.к. пластовый лед не деформирован и очевидно не ледникового генезиса. Послеледниковое развитие этого ландшафта также подчеркивается наличием инверсий в рельефе. Это маркируется наличием илистых флювиальных отложений и аккумуляцией мощных торфяников в пределах озерных котловин в более возвышенной части равнины. Такая инверсия могла быть результатом либо поднятия поверхности в результате формирования подземного льда, или в результате термокарстовой просадки смежных территорий. К примеру, П.Уолкер описывал в районе Прудхо Бэй многочисленные примеры пинго "с широким основанием", которые морфологически близки к содержащей пластовые льды равнине вблизи Сэбин Пойнт. Тем не менее, исследованный лед не может рассматриваться как лед пинго, т.к. пластовый лед подстилается диамиктоном - глинами стадии Бакленд, которая сильно отличается от

органического суглинка и песка, подстилающего смежные озерные бассейны. Пластовый лед перекрывается флювиальными осадками и торфом, накопившимися в термокарстовых озерах. Несогласие протаивания между этими осадками и льдом показывает, что развитие озера и его осушение происходило после формирования льда. Территория в окрестностях Сэбин Пойнт не имеет конических возвышенностей, типичных для пинго. Также отсутствуют радиальные трещины или понижения на вершинах возвышенностей, обычно наблюдаемые у пинго. Также лед в районе Сэбин Пойнт не типичен для льда пинго [\[41\]](#).

Наиболее вероятное происхождение равнин в районе Сэбин Пойнт – это остаточный рельеф, образовавшийся после преобразования обширной возвышенной равнины термокарстовыми процессами, как например, аласный рельеф в Якутии. Согласно этой модели, пластовые льды и льдистые осадки образовались по мере многолетнего промерзания в конце или после стадии Бакленд. Пространственное и стратиграфическое положение пластовых льдов было определено локальными термическими и гидрологическими условиями. Многочисленные эпизоды термокарста в период между 8000 и 14000 лет назад привели к просадке поверхности с образованием термокарстово-озерных котловин. Таяние отложений привело к перемещению водонасыщенных илистых осадков с возвышенностей в бассейны озер и перекрытию территорий с образовавшимися подземными льдами [\[41\]](#).

П.Уорсли [\[42\]](#) описан парагенез ПЖЛ и пластового льда на оз. Ангус (юго-запад острова Бэнкс, запад Канадской Арктики). Обрыв похож на мини цирк, высота его составляла в среднем 3-4 м, в максимуме превышала 5 м (рис. 30).

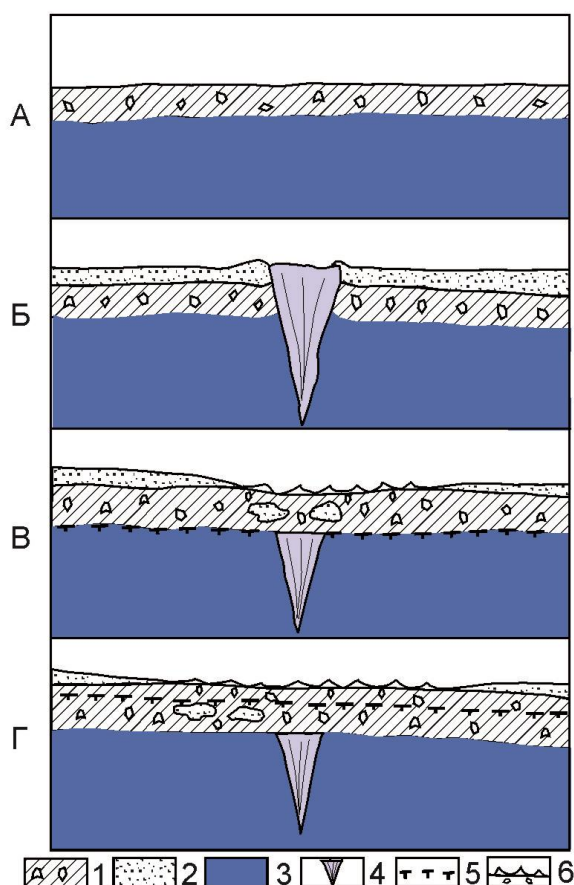


Рис. 30. Парагенез ПЖЛ и пластового льда в обнажении на оз. Ангус (юго-запад острова Бэнкс, запад Канадской Арктики). По [\[42\]](#): 1 – диамиктон; 2 – песок; 2 – глины; 3 – пластовый лед; 4 – ПЖЛ; 5 – нижняя граница сезонно-талого слоя; 6 – деформации поверхности

Верхняя часть обрыва сложена диамиктоном, насыщенным валунами, мощностью от 1 до 1,4 м. Контакт между диамиктоном и подстилающим льдом был резким и имел низкую амплитуду волнистости. В нижней части обнажения вскрыт пластовый лед, мощностью, по крайней мере 4 м. Он имел грубую стратификацию, составленную из чередования тонких ($< 0,5$ м) слоев обломков, и более мощных слоев льда, содержащих различное количество рассеянного не местного обломочного материала и моренные обломки. Лед смят в складки. Несколько песчаных и ледяных жил простирались от основания перекрывающего диамиктона и внедрялись по крайней мере на 3,5 м в пластовые льды. Длина жил различная. Ледяные жилы сложены относительно чистым льдом с четкой слоистостью из-за небольших размеров кристаллов и включений частиц органики. Слоистость почти вертикальная и сильно отличается от структуры пластового льда. Песчаные жилы сложены вертикальнослоистым песком. Не было встречено никаких дайкоподобных ответвлений (отростков) как в самих жилах, так и за их границами. Верхняя часть исследованного пластового льда и песчаных жил срезаны в результате протаивания. Так как размер песчаных жил сопоставим другим жилами в окрестности вне зоны распространения пластового льда, степень срезания жил оценена П.Уорсли не намного более одного метра [\[42\]](#).

П.Уорсли [\[42\]](#) предложил следующую последовательность развития этого парагенеза (см. рис. 30). Сначала (стадия А) диамиктоновый покров накапливается на льду в процессе либо вытаявания и/или сублимации в условиях сухого климата и сплошного распространения многолетнемерзлых пород. Затем начинается рост песчаных жил, а аккумуляция ледниковых обломков в результате вытаявания/сублимации прекращается, поскольку на поверхности диамиктона накапливается эоловый песчаный покров (стадия Б).

Диамиктоновый покров, образовавшийся из вытаявших обломков, характеризуется низкой прочностью и подвержен гравитационным перемещениям. Эти условия способствуют для плоскостной солифлюкции или оползанию, воздействующих на весь деятельный слой. Протаивание достигает уровня ниже первоначальных голов песчаных жил. Сочетание таяния и движения осадка разрушает самую верхнюю часть песчаных жил, хотя изолированные деформированные фрагменты песка встречаются в пределах диамиктона (стадия В).

После улучшения климата в начале голоцена, похолодание привело к уменьшению мощности деятельного слоя, и нижняя часть солифлюкционного материала (диамиктона) перешла в многолетнемерзлое состояние (стадия Г) по мере повышения кровли многолетнемерзлых пород.

Парагенезы жил с наледными льдами

Наблюдения В.Р.Алексеева [\[43, 44\]](#), С.А.Санникова [\[45, 46\]](#) и др. в ряде районов Восточной Сибири показали, что при излиянии наледообразующих вод на поверхность существенно изменяется микроклимат приземного слоя воздуха: на наледных полях на высоте 2 м температура в зимний период в среднем на 1-1,5°C выше, чем на окружающей территории, а летом на эту же величину ниже.

Наледные участки речных долин обычно представляют собой очаги разгрузки бассейнов подземных вод. Формирование пластов инъекционного льда начинается в период, когда грунт на смежных участках долины промерзает на значительную глубину. Под наледью в связи с выделением большого количества скрытой теплоты кристаллизации сохраняется надмерзлотный талик. Промерзание его кровли в перерывах между наледообразованием, а также криогенное отжимание воды с боков, приводит к развитию большого давления, которое резко падает при прорыве подземной воды на поверхность или ее внедрении в виде обособленной линзы между талым и мерзлым грунтом. Дальнейшее промерзание водяной инъекции может быть частичным или полным. При последующих инъекциях мерзлая порода приподнимается вместе с

ледяной кровлей и в дальнейшем защемляется в толще подземного льда (рис. 31, 32, 33).

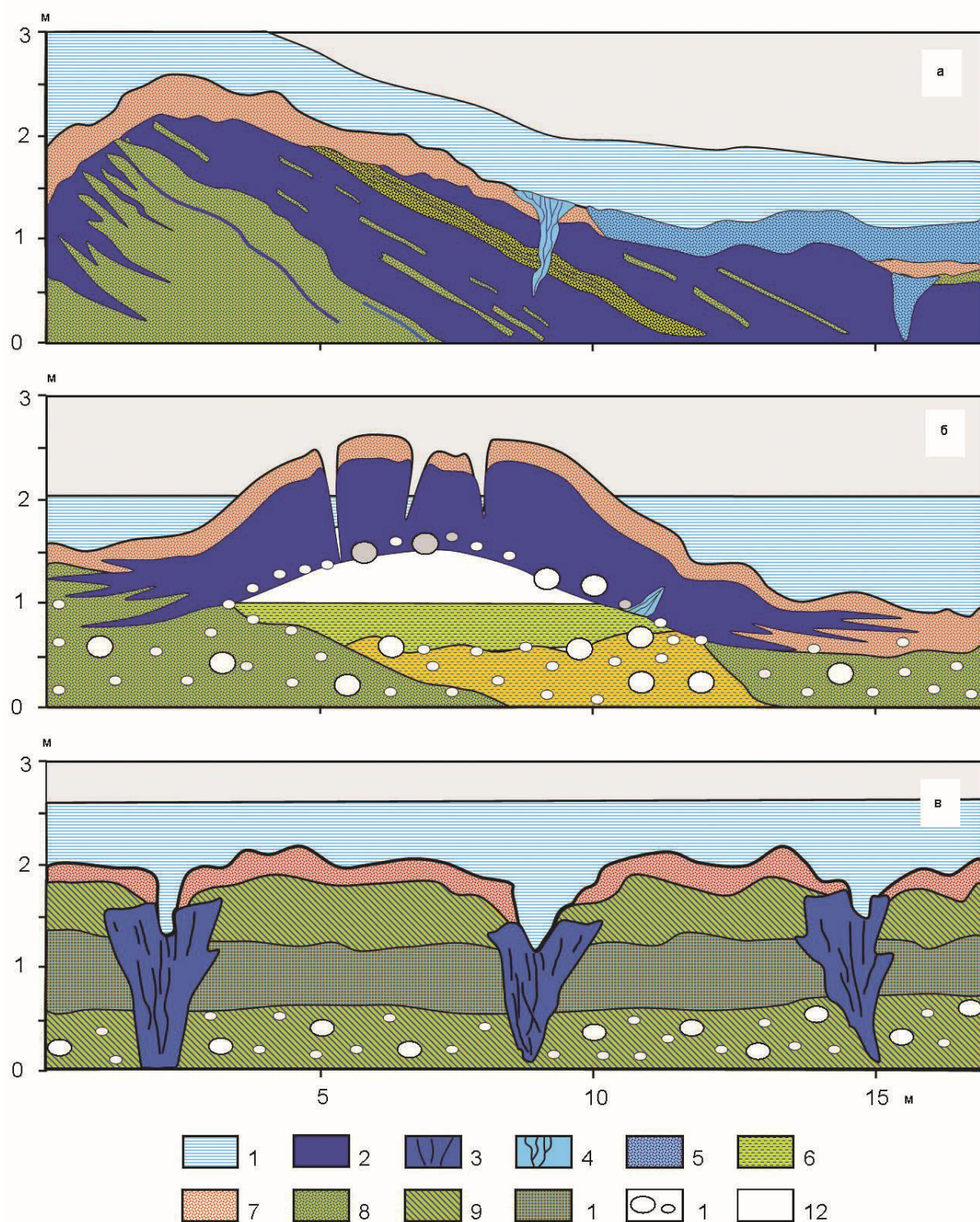


Рис. 31. Ледогрунтовые комплексы на наледном полигоне Чарские Пески. Северное Забайкалье. Из В.Р.Алексеева [44]: а – долина руч. Холодного; б– долина руч. Болотного; в– правый берег реки Средний Саукан. 1 – наледь подземных вод. Лед: 2 – инъекционный, 3 – повторно-жильный, 4 – трещинно-жильный, 5 – снежный; 6 – вода. Грунты: 7 – песок сезоннопротаивающий, 8 – песок многолетнемерзлый, 9 – супесь многолетнемерзлая, 10 – торф мерзлый, 11 – валуны и галька; 12 – воздушная полость в теле бугра пучения.

Иногда инъекции воды происходят между наледью и ее ложем. Нарастание инъекционного льда, обычно синхронно следует за циклами излияния и последующей кристаллизации наледобразующих вод, о чем свидетельствуют многочисленные апофизы в периферийных частях ледяных массивов [40]. Параллельно с этим залечиваются трещины - в них образуются жильные и повторно-жильные льды особой модификации, питание которых осуществляется не сверху, как обычно, а снизу, в результате криогенного напора грунтовых вод. Часто формирование инъекционных льдов начинается на территории, занятой лесом, и служит причиной его трансформации или даже полного уничтожения.

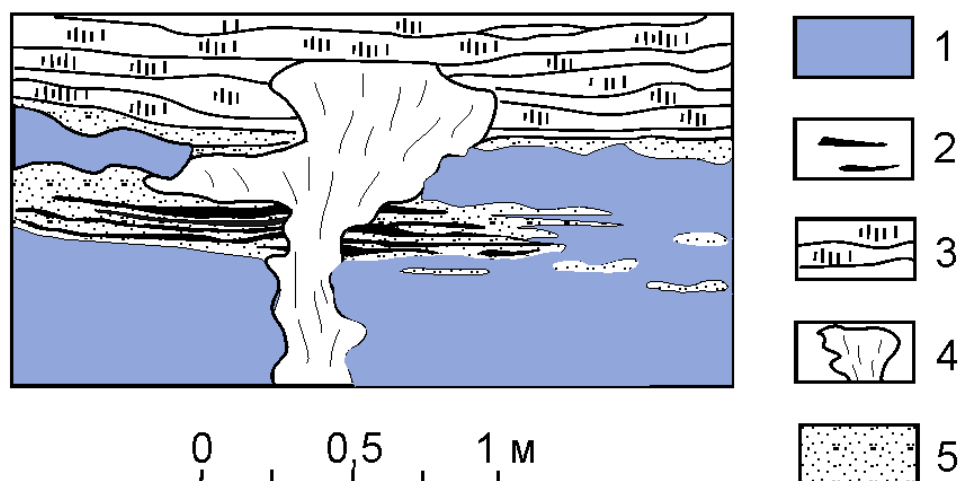


Рис. 32. Строение ледогрунтового комплекса, сформировавшегося в долине о.Холодный, Северное Забайкалье (по В.Р.Алексееву [43]): 1 – инъекционный лед; 2 – сегрегационный лед; 3 – ПЖЛ; 4 – наледный лед; 5 – песок мерзлый

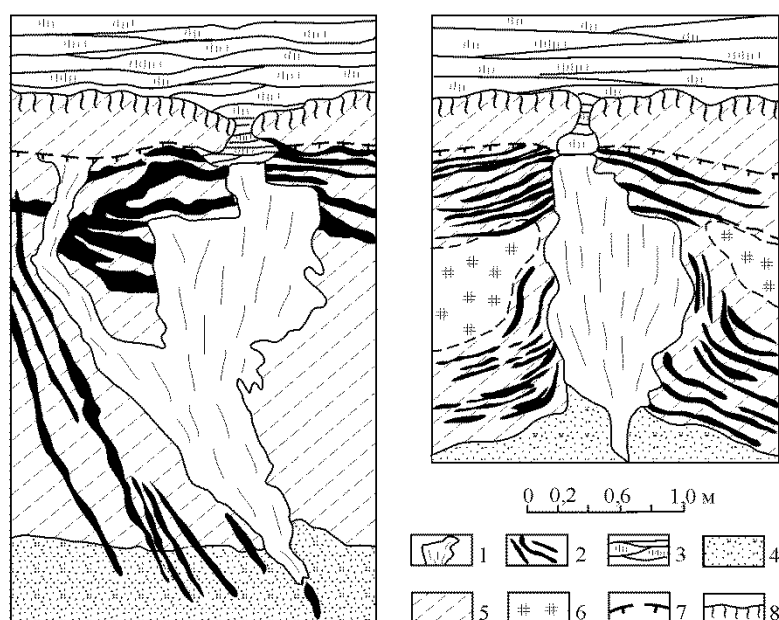


Рис. 33. Разрезы ПЖЛ, сформировавшихся в пределах наледной долины р.Средний Саукан, север Забайкалья (по [43]):

1 – лед ПЖЛ; 2 – сегрегационный лед; 3 – наледный лед; 4 – песок; 5 – супесь; 6 – торф; 7 – граница многолетнемерзлых пород; 8 – дерновый слой.

Наледные явления играют своеобразную роль в развитии ПЖЛ. Как известно лед в трещинах как правило формируется в результате таяния снега. В результате выхода наледообразующих вод в пойму рек или полностью исключается морозобойное растрескивание (если наледный процесс начинается осенью и продолжается до весны), или сокращаются температурные напряжения мерзлых грунтов [43].

На наледных участках речных долин ПЖЛ часто формируются за счет подземных вод, изливающихся в холодный период года, причем время образования ледяных клиньев сдвигается на 2-3 месяца к середине зимы. Из-за наличия массы наледного льда, перекрывающей полигоны, трансформируется их развитие в теплый период года, в частности уменьшается глубина сезонного протаивания, изменяется интенсивность и характер термоэрозии и термокарста, а также сокращается пучение горных пород и ледяных жил.

Участки с ПЖЛ наиболее часто встречаются на периферии плоских наледных полей, сложенных мелкодисперсными отложениями, а также на речных террасах, вышедших из-под уровня пойменного режима. Примером местности такого типа служит долина р.Средний Сакукан в Чарской котловине на севере Забайкалья. Вскрытые здесь ПЖЛ относятся к полигенетическим. Нижняя их часть сформировалась эпигенетически до начала наледообразования, а верхняя сингенетически в процессе многолетнего развития наледных явлений. Развитие только сингенетических ПЖЛ наиболее вероятно в нижних частях наледных полей, где аккумуляция твердого материала преобладает над его сносом.

На основе этих материалов В.Р.Алексеев [43] пришел к выводу, что в областях с суровыми климатическими условиями широко распространен особый комплекс парагенетически связанных грунтов, подземных и поверхностных льдов, морфологические особенности, строение и развитие, которого определяются послойным намораживанием воды на дневной поверхности.

С.А.Санников показал, что морозобойные трещины на наледных участках Верхнечарской котловины развиваются в отложениях различного механического состава, в том числе и в грубозернистых грунтах. Активное наледообразование в речной долине и связанный с ним режим промерзания отложений не благоприятствуют формированию на наледных полях ПЖЛ. Но ПЖЛ все же образуются там, где мощность поверхностного слоя тонкодисперсных отложений превосходит глубину сезонного протаивания – то есть, как правило, в нижних частях наледных полей [44].

ПЖЛ, сформировавшиеся в условиях активного наледообразования на поверхности, – сложены конжеляционным льдом, для них характерно малое количество газовых примесей. Важнейшим элементом ледового комплекса наледных участков являются инъекционные льды. Они формируются при кристаллизации замкнутых объемов подземных вод в пределах сезонноталого слоя и водных инъекций из промерзающих крупнодебитных источников, выражаясь в рельефе в виде инъекционных бугров пучения. Кроме того, в результате непрерывного промерзания находящегося под некоторым избыточным давлением подналедного водного потока, образуются пластовые ледяные тела, располагающиеся непосредственно под наледью или под тонким слоем аллювия в русле или на пойме [45].

Парагенезы жил с ледниковыми глетчерными и айсберговыми льдами

Вероятно, развитие морозобойного растрескивания в непосредственной близости от ледников (а может быть и на поверхности самого ледника) на такое уж редкое явление, однако морфологическое сходство морозобойных трещин и трещин, возникающих в результате движения ледника, препятствует идентификации морозобойных трещин на леднике.

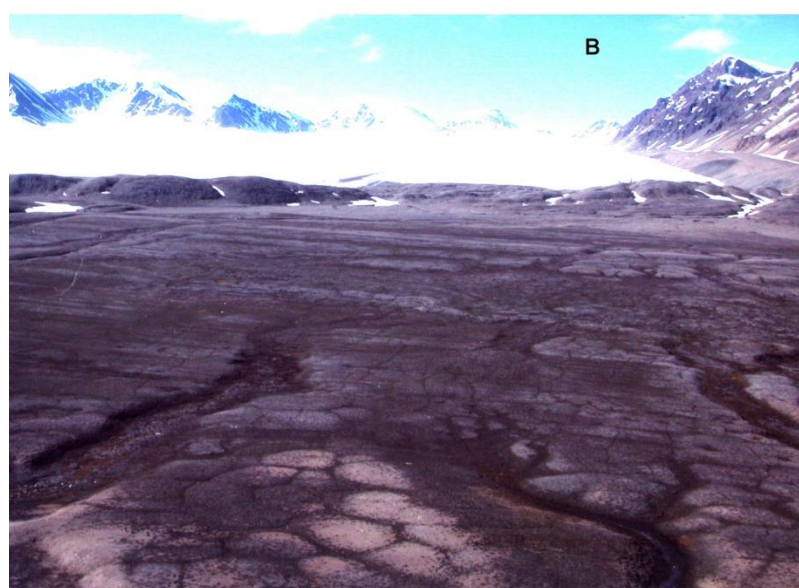
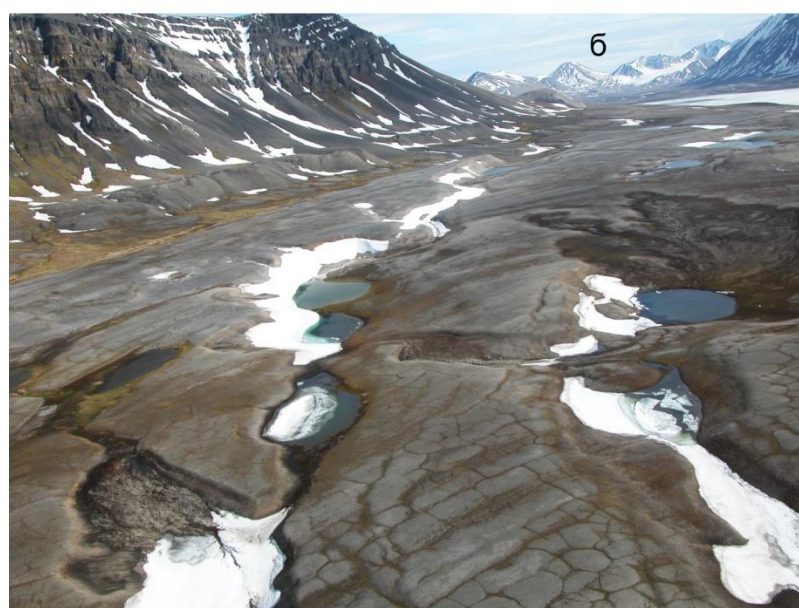
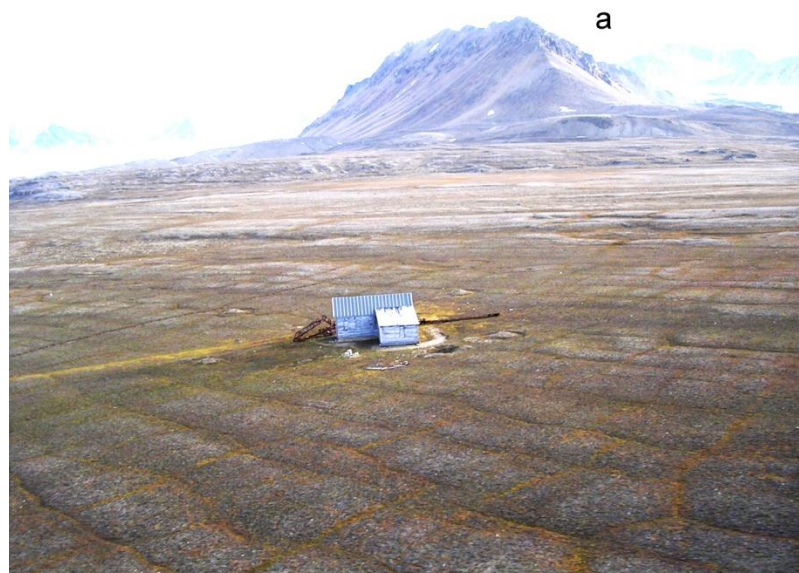


Рис. 34. Развитие ПЖЛ на полигональных массивах, расположенных вблизи края горного ледника на Шпицбергене. Фото И.И.Лаврентьева

Вторым обстоятельством является то, что морозобойное растрескивание чаще происходит зимой, а в это время поверхности ледников почти полностью покрыты снегом, поэтому растрескивание если и происходит, то под снегом и на поверхности не проявляется. Трещины частично заполняются снегом, а в весеннее время – талой водой.

Несколько иначе обстоит в зоне абляции – где поверхность частично свободна от снежного покрова, но обычно это происходит летом, когда морозобойное растрескивание не активно.

Возникают такие парагенезы чаще всего в районе полей мёртвого льда, где сразу после ухода края ледника может активизироваться морозобойное растрескивание, как, например, неоднократно отмечено на Шпицбергене [47, 48] (рис. 34).

Схожую картину удалось наблюдать С.С.Осадчому в верховьях рек Гутары, Бирюсы и Джуглыма (рис. 35). Вполне вероятно, что захороненный мёртвый лёд был средой, в которую позднее могли внедряться ПЖЛ, формируя глетчерно-повторно-жильный парагенез.

Морозобойное растрескивание и формирование ледяных жилок удалось зафиксировать на поверхности айсбергового льда (рис. 36), причём ледяные жилки очень отчётливо выделялись как по структурным признакам, у них кристаллы были существенно иной формы и цвета по сравнению с айсберговым льдом. Кристаллы жильного льда выделялись также своими более крупными размерами и большей прямолинейностью. Отчетливо выделялся осевой шов вдоль зоны растрескивания [50].

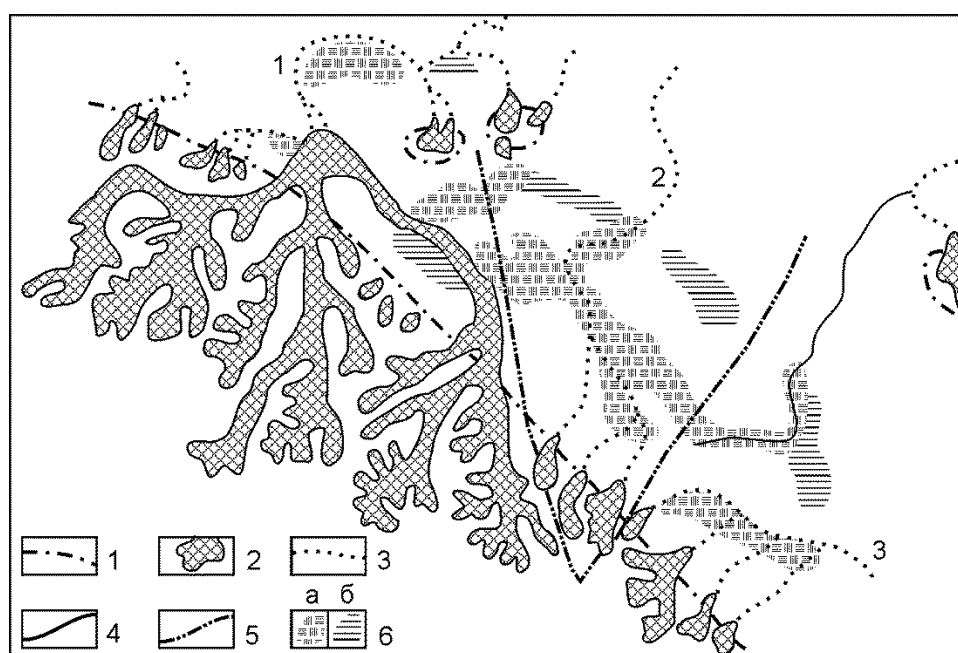


Рис. 35. Схема соотношения площадей развития плейстоценового оледенения и распространения ПЖЛ в верховьях рек Гутары, Бирюсы и Джуглыма (левый приток р. Уды). По С.С. Осадчому [49]: 1 – предпологаемая граница области питания ледников; 2 – обобщенные контуры ледников максимальной стадии оледенения; 3 – каналы стока ледниковых вод (цифры на схеме: 1 – гутарский, 2 – бирюсинский, 3 – джуглымский); 4 – внеледниковые долины; 5 – обобщенные границы бассейнов рек; 6 – границы ареала ПЖЛ: достоверные (а) и предпологаемые (б)

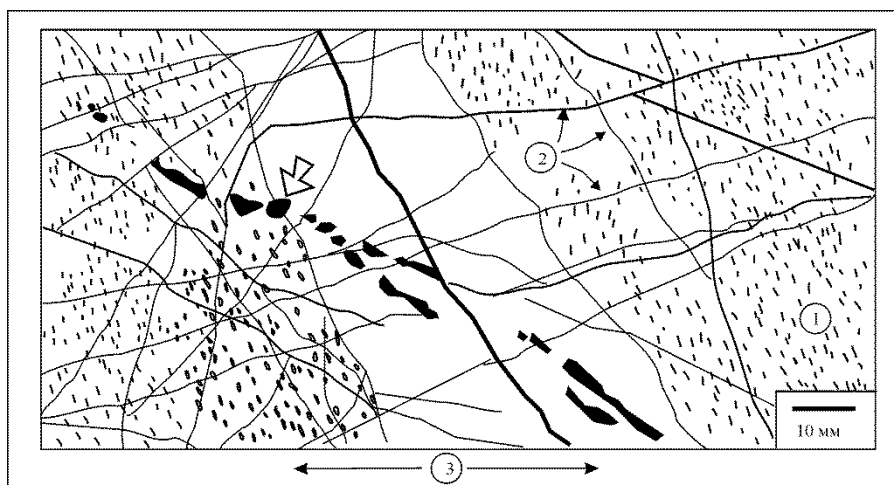


Рис. 36. Схематический рисунок тонкого среза льда айсберга в скрещенном свете микроскопа (по Barette, Jordaan [50]): 1 – воздушные включения размером от нескольких мм до долей мм; 2 – плоскостные структуры (линейные в разрезе) различной ориентации и мощности; 3 – элементарные ледяные жилки, расположенные в центре среза, и окружающие их кристаллы, которые крупнее кристаллов айсбергового льда. Стрелка в центре схемы указывает на особенно крупные плоскостные структуры, определенные по значительному скоплению сравнительно больших пузырьков воздуха

Выводы

о Повторно-жильных льды (ПЖЛ) образуют парагенетические сочетания со многими типами подземных и наземных льдов.

о Парагенезы ПЖЛ с сегрегационными и инъекционно-сегрегационными льдами в ядрах бугров пучения могут встречаться как в буграх миграционного типа (пальза), так и в инъекционных булгуннях-гидролакколитах (пинго).

о Наиболее часто встречающимся парагенезом ПЖЛ и пластовых льдов, является, их сочетание в голоценовых разрезах представленных с поверхности торфяниками, вмещающими сингенетические ПЖЛ, подстилаемые супесчано-суглинистыми озёрными осадками. В формирующиеся на контакте торфа и подстилающих отложений пластовые залежи, “хвостами” внедряются ПЖЛ из торфа. Однако такое же сочетание возможно и в аллювиальных и в морских и в озёрных отложениях, где сформировались пласты льда погребённого или внутригрунтового типа.

о Парагенезы ПЖЛ со льдами наледей часто занимают большие площади.

о Парагенезы ПЖЛ с глетчерными и айсберговыми льдами часто встречаются в полярных районах, однако и в непосредственной близости от горных ледников в конечных моренах с захороненным мёртвым льдом могут формироваться ПЖЛ.

Библиография

1. Геологический словарь, т.2. Третье издание. СПб.: изд-во ВСЕГЕИ. 2011. Недра. 1973. 478 с.
2. Васильчук Ю.К. Южный предел ареала повторно-жильных льдов в Евразии // Криосфера Земли. 2004. Том 8. № 3. С. 34–51.
3. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Budantseva N.A., Volkova Ye.M., Sulerzhitsky L.D., Chizhova Ju.N., Jungner H. Radiocarbon age and Holocene dynamics of palsa in the Usa

- River valley // *Doklady Earth Sciences*. 2002. Vol. 384. N4. P. 442–447.
4. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Sulerzhitsky L.D., Budantseva N.A., Volkova Ye.M., Chizhova Ju.N. Radiocarbon chronology of peat in the Bol'shaya Zemlya tundra // *Doklady Earth Sciences*. 2003. Vol. 393. N8. P. 1160–1164.
 5. Пьявченко Н.И. Бугристые торфяники. М.: Изд-во АН СССР. 1955. 280 с.
 6. Данилов И.Д. О генетической взаимосвязи плоскобугристых и выпуклобугристых торфяников // *Природные условия Западной Сибири*. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1973. С. 150–159.
 7. Белопухова Е.Б. Многолетние бугры пучения в долине р. Ярудей // *Труды Института мерзлотоведения им. В. А. Обручева АН СССР*, том. XIX. М.: Изд-во АН СССР. 1962. С. 91–95.
 8. Данилова Н.С. Жильные льды и бугристые торфяники района г. Салехарда // *Труды института мерзлотоведения им. В.А.Обручева. Том XIX (Очерки региональной и исторической криологии. Западная Сибирь и прилегающие к ней регионы)*. М.: Изд-во АН СССР. 1962. С. 75–80.
 9. Васильчук Ю.К. Закономерности развития инженерно-геологических условий севера Западной Сибири в голоцене / Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. М.: Моск. ун-т. 1982. 305 с. Автореферат – 27 с.
 10. Слагода Е.А., Ермак А.А. Дешифрирование экзогенных процессов типичных тундр полуострова Ямал на примере территории района среднего течения реки Юрибей // *Вестник Тюменского государственного университета. Науки о Земле*. 2014. № 4. 28–38.
 11. Оленченко В.В., Шеин А.Н. Возможности геофизических методов при поисках плейстоценовой мегафауны в пойменных и надпойменных отложениях реки Юрибей (Ямал) // *Криосфера Земли*. 2013. Том XVII. № 2. С. 83–92
 12. Втюрин Б.И. Материалы исследования инъекционных льдов // *Многолетнемерзлые горные породы различных районов СССР*. М.: Изд-во АН СССР. 1963. С. 123–143.
 13. Болиховский В.Ф. Парагенетические комплексы подземных льдов в буграх пучения Центрального Ямала // *Криогенные физико-геологические процессы и методы изучения их развития*. М. ВСЕГИНГЕО. 1987. С. 135–141.
 14. Попов А.И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967. 304 с.
 15. Втюрин Б.И. Подземные льды СССР. М.: Наука. 1975. 214 с.
 16. Евсеев В.П. Миграционные бугры пучения Северо-Востока Европейской части СССР и Западной Сибири / Диссертация на соискание степени канд. геогр. наук. 1974. М.: Моск. ун-т. 159 с.
 17. Касымская М.В. Сезонные и многолетние бугры пучения северо-востока полуострова Ямал // *Научно-исследовательские публикации*. 2014. № 15(19). С. 13–18.
 18. Vasil'chuk Yu., Budantseva N., Vasil'chuk A., Chizhova Ju., Podborny Ye., Vasil'chuk J. Holocene multistage massive ice, Sabettayakha river mouth, Yamal Peninsula, northwestern Siberia // *GeoResJ*. 2016. Vol. 9. P. 54–66. doi.org/10.1016/j.grj.2016.09.002
 19. Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C., Podborny Ye.Ye., Sullina A.N., Chizhova Ju.N. Multistage Holocene massive ice near the Sabettayakha River mouth, Yamal Peninsula // *Earth Cryosphere*. 2015. Vol. XIX. No. 4. P. 36–47. http://www.izdatgeo.ru/pdf/earth_cryo/2015-4/36_eng.pdf
 20. Vasil'chuk Yu.K., van der Plicht J., Jungner H., Sonninen E., Vasil'chuk A.C. First direct dating of Late Pleistocene ice-wedges by AMS // *Earth and Planetary Science Letters*. 2000. Vol.179. N2. P. 237–242. doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00122-9
 21. Карпов Е.Г. Подземные льды Енисейского Севера. Ответственные редакторы Н.А. Граве и П.А. Соловьев. Новосибирск: Наука. 1986. 134 с.
 22. Соломатин В.И. Подземные льды в торфяниках приполярных районов Обско-Тазовского междуречья // *Многолетнемерзлые горные породы различных районов*

- СССР. М.: Изд-во АН СССР. 1963. С. 155–159.
23. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Сулержицкий Л.Д., Буданцева Н.А., Кучера В., Ранк Д., Чижова Ю.Н. Возраст, изотопный состав и особенности формирования позднелейстоценовых синкриогенных повторно-жильных льдов Дуванного Яра // Криосфера Земли. 2001. Том V. № 1. С. 24–36.
 24. Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). Изд. Отдел Теоретических проблем РАН. Геол. ф-т. МГУ, ПНИИИС. 1992. В 2-х томах. Т.1. – 420 с. Т.2 – 264 с.
 25. Васильчук Ю.К. Изотопно-геохимическая характеристика позднелейстоценового повторно-жильного комплекса Куларской котловины // Доклады АН СССР. 1990. Том 310. N 1. С. 154–157.
 26. Данилов И.Д. Пластовые льды в субаквальных отложениях севера Западной Сибири // Природные условия Западной Сибири, вып.5. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1975. С. 205–215.
 27. Данилов И.Д. Полярный литогенез. М.: Недра. 1978. 239 с.
 28. Данилов И.Д. Мерзлотно-фациальное строение водораздельных ледяных отложений нижнего течения р.Енисея // Проблемы криолитологии, вып. 1. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1969. С. 93–105
 29. Gell A. A contact between massive ice and wedge ice, Tuktoyaktuk coast, District of Mackenzie (107c) // Geological Survey of Canada, Report of Activities. 1974. Pap. 74 – 1. Pt. B. P. 245–246.
 30. Gell W.A. Ice-wedge ice, Mackenzie Delta – Tuktoyaktuk Peninsula area, N.W.T., Canada // Journal of Glaciology. 1978. Vol. 20. N84. P. 555–562.
 31. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Budantseva N.A. Isotopic and palynological compositions of a massive ice in the Mordyyakha River, Central Yamal Peninsula // Doklady Earth Sciences. 2012. Vol. 446. Part 1. P. 1105–1109. DOI: 10.1134/S1028334X12090164
 32. Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Рекант П.В., Арсланов Х.А. Подземные льды в четвертичных отложениях побережья Карского моря как отражение палеогеографических условий конца неоплейстоцена-голоцена // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, вып. 72. М.: Наука. 2012. С. 28–59.
 33. Pollard W. The nature and origin of ground ice in the Herschel Island area, Yukon territory // Permafrost – Canada. Proceedings of the Fifth Canadian Permafrost Conference, N54, Collection Nordicana, Centre d'etudes Nordiques, Universite Laval. Quebec: National Research Council of Canada, 1990. P. 23–30.
 34. Moorman B.J., Michel F.A., Wilson A. ¹⁴C dating of trapped gases in massive ground ice, Western Canadian Arctic // Permafrost and Periglacial Processes. 1996. Vol. 7. Iss. 3. P. 257–266.
 35. Lantuit H., Pollard H. Fifty years of coastal erosion and retrogressive thaw slump activity on Herschel Island, southern Beaufort Sea, Yukon Territory, Canada // Geomorphology. 2008. Vol. 95. Iss. 1–2. P. 84–102.
 36. Fritz M., Wetterich S., Meyer H., Schirrmeister L., Lantuit H., Pollard W.H. Origin and Characteristics of Massive Ground Ice on Herschel Island (Western Canadian Arctic) as revealed by Stable Water Isotope and Hydrochemical Signatures // Permafrost and Periglacial Processes. 2011. Vol. 22. Iss. 1. P. 26–38.
 37. Murton Ju. B., Worsley P., Gozdzik J. Sand veins and wedges in cold aeolian environments // Quaternary Science Reviews. 2000. Vol. 19 P. 899–922.
 38. Coulombe S., Fortier D., Lacelle D., Kanevskiy M., Shur Yu. Origin, burial and preservation of late Pleistocene-age glacier ice in Arctic permafrost (Bylot Island, NU, Canada) // The Cryosphere Discuss. 2018. 24 p. doi.org/10.5194/tc-2018-114
 39. Fortier D., Allard M. Late Holocene syngenetic ice-wedge polygons development, Bylot Island, Canadian Arctic Archipelago // Canadian Journal of Earth Sciences. 2004. Vol. 41. Iss. 8. P. 997–1012, doi:10.1139/e04-031.
 40. Harry D. G., French H. M., Pollard W. H. Ice wedges and permafrost conditions near

- King Point, Beaufort Sea coast, Yukon Territory // Canada. Geological Survey. Paper. Current Research, Part A. 1985. Paper 85-1A. P. 111–116.
41. Harry D. G., French H. M., Pollard W. H. Massive ground ice and ice-cored terrain near Sabine Point, Yukon Coastal Plain // Canadian Journal of Earth Sciences. 1988. Vol. 25. N11. P. 1846–1856.
 42. Worsley P. Context of relict Wisconsinan glacial ice at Angus Lake, SW Banks Island, western Canadian Arctic and stratigraphic implications // Boreas. 1999. Vol. 28. P. 543–550.
 43. Алексеев В.Р. Парагенез наледей и подземных льдов // Материалы гляциологических исследований, вып. 1989, вып. 65. С. 81–88.
 44. Alekseyev V.R. Cryogenesis and geodynamics of icing valleys // Geodynamics & Tectonophysics. 2015. Vol. 6. N2. P. 171–224. doi:10.5800/GT-2015-6-2-0177.
 45. Санников С.А. Морозобойное растрескивание грунтов и полигонально-жильное льдообразование на наледных участках речных долин Верхнечарской котловины // Гляциология Восточной Сибири. Иркутск. 1983. С. 64–76.
 46. Санников С.А. Криогенез в условиях активного наледеобразования (на примере Верхнечарской котловины) / Диссертация на соискание учёной степени кандидата географических наук. М. 1984. 198 с.
 47. Elton Ch.S. The nature and origin of soil-polygons in Spitsbergen // Quarterly Journal of the Geological Society. 1927. Vol. 83. N1. P. 163–194. doi.org/10.1144/GSL.JGS.1927.083.01-05.07
 48. Втюрин Б.И. Подземные льды Шпицбергена // Материалы гляциологических исследований. 1989, вып. 65. С. 69–75.
 49. Осадчий С.С. Повторно-жильные льды в Восточном Саяне и их стратиграфическое значение // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. Новосибирск: Наука. 1982. С. 146–155.
 50. Barette P.D., Jordaаn I.J. Healed cracks in iceberg ice // Journal of Glaciology. 2002. Vol. 48. N163. P. 587–591.

References (transliterated)

1. Geologicheskii slovar', t.2. Tret'e izdanie. SPb.: izd-vo VSEGEI. 2011. Nedra. 1973. 478 s.
2. Vasil'chuk Yu.K. Yuzhnyi predel areala povtorno-zhil'nykh l'dov v Evrazii // Kriosfera Zemli. 2004. Tom 8. № 3. S. 34–51.
3. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Budantseva N.A., Volkova Ye.M., Sulerzhitsky L.D., Chizhova Ju.N., Jungner H. Radiocarbon age and Holocene dynamics of palsa in the Usa River valley // Doklady Earth Sciences. 2002. Vol. 384. N4. P. 442–447.
4. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Sulerzhitsky L.D., Budantseva N.A., Volkova Ye.M., Chizhova Ju.N. Radiocarbon chronology of palsa in the Bol'shaya Zemlya tundra // Doklady Earth Sciences. 2003. Vol. 393. N8. P. 1160–1164.
5. P'yavchenko N.I. Bugristye torfyaniki. M.: Izd-vo AN SSSR. 1955. 280 s.
6. Danilov I.D. O geneticheskoi vzaimosvyazi ploskobugristykh i vypuklobugristykh torfyanikov // Prirodnye usloviya Zapadnoi Sibiri. M.: Izd-vo Mosk. un-ta. 1973. S. 150–159.
7. Belopukhova E.B. Mnogoletnie bugry pucheniya v doline r. Yarudei // Trudy Instituta merzlotovedeniya im. V. A. Obrucheva AN SSSR, tom. XIX. M.: Izd-vo AN SSSR. 1962. С. 91–95.
8. Danilova N.S. Zhil'nye l'dy i bugristye torfyaniki raiona g. Salekharda // Trudy instituta merzlotovedeniya im. V.A.Obrucheva. Tom XIX (Ocherki regional'noi i istoricheskoi kriologii. Zapadnaya Sibir' i prilegayushchie k nei regiony). M.: Izd-vo AN SSSR. 1962. S. 75–80.
9. Vasil'chuk Yu.K. Zakonomernosti razvitiya inzhenerno-geologicheskikh uslovii severa

- Zapadnoi Sibiri v golotsene / Dissertatsiya na soiskanie uchenoi stepeni kandidata geologo-mineralogicheskikh nauk. M.: Mosk. un-t. 1982. 305 s. Avtoreferat – 27 s.
10. Slagoda E.A., Ermak A.A. Deshifirovanie ekzogennykh protsessov tipichnykh tundr poluostrova Yamal na primere territorii raiona srednego techeniya reki Yuribei // Vestnik Tyumenskogo gosudarstvennogo universiteta. Nauki o Zemle. 2014. № 4. 28-38.
 11. Olenchenko V.V., Shein A.N. Vozmozhnosti geofizicheskikh metodov pri poiskakh pleistotsenovoi megafauny v poimennykh i nadpoimennykh otlozheniyakh reki Yuribei (Yamal) // Kriosfera Zemli. 2013. Tom XVII. № 2. S. 83–92
 12. Vtyurin B.I. Materialy issledovaniya in'ektsionnykh l'dov // Mnogoletnemerzlye gornye porody razlichnykh raionov SSSR. M.: Izd-vo AN SSSR. 1963. S. 123–143.
 13. Bolikhovskii V.F. Parageneticheskie komplekсы podzemnykh l'dov v bugrakh pucheniya Tsentral'nogo Yamala // Kriogennyye fiziko-geologicheskie protsessy i metody izucheniya ikh razvitiya. M. VSEGINGEO. 1987. S. 135–141.
 14. Popov A.I. Merzlotnye yavleniya v zemnoi kore (kriolitologiya). M.: Izd-vo Mosk. un-ta, 1967. 304 s.
 15. Vtyurin B.I. Podzemnye l'dy SSSR. M.: Nauka. 1975. 214 s.
 16. Evseev V.P. Migratsionnye bugry pucheniya Severo-Vostoka Evropeiskoi chasti SSSR i Zapadnoi Sibiri / Dissertatsiya na soiskanie stepeni kand. geogr. nauk. 1974. M.: Mosk. un-t. 159 s.
 17. Kasym'skaya M.V. Sezonnye i mnogoletnie bugry pucheniya severo-vostoka poluostrova Yamal // Nauchno-issledovatel'skie publikatsii. 2014. № 15(19). S. 13–18.
 18. Vasil'chuk Yu., Budantseva N., Vasil'chuk A., Chizhova Ju., Podborny Ye., Vasil'chuk J. Holocene multistage massive ice, Sabettayakha river mouth, Yamal Peninsula, northernwest Siberia // GeoResJ. 2016. Vol. 9. P. 54–66. doi.org/10.1016/j.grj.2016.09.002
 19. Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C., Podborny Ye.Ye., Sullina A.N., Chizhova Ju.N. Multistage Holocene massive ice near the Sabettayakha River mouth, Yamal Peninsula // Earth Cryosphere. 2015. Vol. XIX. No. 4. P. 36–47. http://www.izdatgeo.ru/pdf/earth_cryo/2015-4/36_eng.pdf
 20. Vasil'chuk Yu.K., van der Plicht J., Jungner H., Sonninen E., Vasil'chuk A.C. First direct dating of Late Pleistocene ice-wedges by AMS // Earth and Planetary Science Letters. 2000. Vol.179. N2. P. 237–242. doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00122-9
 21. Karpov E.G. Podzemnye l'dy Eniseiskogo Severa. Otvetstvennye redaktory N.A. Grave i P.A. Solov'ev. Novosibirsk: Nauka. 1986. 134 s.
 22. Solomatin V.I. Podzemnye l'dy v torfyanikakh pripolyarnykh raionov Obsko-Tazovskogo mezhdurech'ya // Mnogoletnemerzlye gornye porody razlichnykh raionov SSSR. M.: Izd-vo AN SSSR. 1963. S. 155–159.
 23. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.K., Sulerzhitskii L.D., Budantseva N.A., Kuchera V., Rank D., Chizhova Yu.N. Vozrast, izotopnyi sostav i osobennosti formirovaniya pozднеpleistotsenovykh sinkriogennykh povtorno-zhil'nykh l'dov Duvannogo Yara // Kriosfera Zemli. 2001. Tom V. № 1. S. 24–36.
 24. Vasil'chuk Yu.K. Izotopno-kislorodnyi sostav podzemnykh l'dov (opyt paleogeokriologicheskikh rekonstruktsii). Izd. Otdel Teoreticheskikh problem RAN. Geol. f-t. MGU, PNIIS. 1992. V 2-kh tomakh. T.1. – 420 c. T.2 – 264 c.
 25. Vasil'chuk Yu.K. Izotopno-geokhimicheskaya kharakteristika pozднеpleistotsenovogo povtorno-zhil'nogo kompleksa Kularskoi kotloviny // Doklady AN SSSR. 1990. Tom 310. N 1. S. 154–157.
 26. Danilov I.D. Plastovye l'dy v subakval'nykh otlozheniyakh severa Zapadnoi Sibiri // Prirodnye usloviya Zapadnoi Sibiri, vyp.5. M.: Izd-vo Mosk. un-ta. 1975. S. 205–215.
 27. Danilov I.D. Polyarnyi litogenez. M.: Nedra. 1978. 239 s.
 28. Danilov I.D. Merzlotno-fatsial'noe stroenie vodorazdel'nykh pleistotsenovykh otlozhenii nizhnego techeniya r.Eniseya // Problemy kriolitologii, vyp. 1. M.: Izd-vo Mosk. un-ta. 1969. S. 93–105
 29. Gell A. A contact between massive ice and wedge ice, Tuktoyaktuk coast, District of

- Mackenzie (107c) // Geological Survey of Canada, Report of Activities. 1974. Pap. 74 – 1. Pt. B. P. 245–246.
30. Gell W.A. Ice-wedge ice, Mackenzie Delta – Tuktoyaktuk Peninsula area, N.W.T., Canada // *Journal of Glaciology*. 1978. Vol. 20. N84. P. 555–562.
 31. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Budantseva N.A. Isotopic and palynological compositions of a massive ice in the Mordyyakha River, Central Yamal Peninsula // *Doklady Earth Sciences*. 2012. Vol. 446. Part 1. P. 1105–1109. DOI: 10.1134/S1028334X12090164
 32. Streletskaia I.D., Gusev E.A., Vasil'ev A.A., Rekant P.V., Arslanov Kh.A. Podzemnye l'dy v chetvertichnykh otlozheniyakh poberezh'ya Karskogo morya kak otrazhenie paleogeograficheskikh uslovii kontsa neopleistotsena-golotsena // *Byulleten' komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*, vyp. 72. M.: Nauka. 2012. S. 28–59.
 33. Pollard W. The nature and origin of ground ice in the Herschel Island area, Yukon territory // *Permafrost – Canada. Proceedings of the Fifth Canadian Permafrost Conference, N54, Collection Nordicana, Centre d'etudes Nordiques, Universite Laval. Quebec: National Research Council of Canada, 1990. P. 23–30.*
 34. Moorman B.J., Michel F.A., Wilson A. ¹⁴C dating of trapped gases in massive ground ice, Western Canadian Arctic // *Permafrost and Periglacial Processes*. 1996. Vol. 7. Iss. 3. P. 257–266.
 35. Lantuit H., Pollard H. Fifty years of coastal erosion and retrogressive thaw slump activity on Herschel Island, southern Beaufort Sea, Yukon Territory, Canada // *Geomorphology*. 2008. Vol. 95. Iss. 1–2. P. 84–102.
 36. Fritz M., Wetterich S., Meyer H., Schirrmeister L., Lantuit H., Pollard W.H. Origin and Characteristics of Massive Ground Ice on Herschel Island (Western Canadian Arctic) as revealed by Stable Water Isotope and Hydrochemical Signatures // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2011. Vol. 22. Iss. 1. P. 26–38.
 37. Murton Ju. B., Worsley P., Gozdzik J. Sand veins and wedges in cold aeolian environments // *Quaternary Science Reviews*. 2000. Vol. 19 P. 899–922.
 38. Coulombe S., Fortier D., Lacelle D., Kanevskiy M., Shur Yu. Origin, burial and preservation of late Pleistocene-age glacier ice in Arctic permafrost (Bylot Island, NU, Canada) // *The Cryosphere Discuss*. 2018. 24 p. doi.org/10.5194/tc-2018-114
 39. Fortier D., Allard M. Late Holocene syngenetic ice-wedge polygons development, Bylot Island, Canadian Arctic Archipelago // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 2004. Vol. 41. Iss. 8. P. 997–1012, doi:10.1139/e04-031.
 40. Harry D. G., French H. M., Pollard W. H. Ice wedges and permafrost conditions near King Point, Beaufort Sea coast, Yukon Territory // *Canada. Geological Survey. Paper. Current Research, Part A*. 1985. Paper 85-1A. P. 111–116.
 41. Harry D. G., French H. M., Pollard W. H. Massive ground ice and ice-cored terrain near Sabine Point, Yukon Coastal Plain // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1988. Vol. 25. N11. P. 1846–1856.
 42. Worsley P. Context of relict Wisconsinan glacial ice at Angus Lake, SW Banks Island, western Canadian Arctic and stratigraphic implications // *Boreas*. 1999. Vol. 28. P. 543–550.
 43. Alekseev V.R. Paragenez naledei i podzemnykh l'dov // *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy*, vyp. 1989, vyp. 65. S. 81–88.
 44. Alekseyev V.R. Cryogenesis and geodynamics of icing valleys // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2015. Vol. 6. N2. P. 171–224. doi:10.5800/GT-2015-6-2-0177.
 45. Sannikov S.A. Morozoboinoe rastreskivanie gruntov i poligonal'no-zhil'noe l'doobrazovanie na nalednykh uchastkakh rechnykh dolin Verkhnecharskoi kotloviny // *Glyatsiologiya Vostochnoi Sibiri*. Irkutsk. 1983. S. 64–76.
 46. Sannikov S.A. Kriogenez v usloviyakh aktivnogo naledoobrazovaniya (na primere Verkhnecharskoi kotloviny) / *Dissertatsiya na soiskanie uchenoi stepeni kandidata geograficheskikh nauk*. M. 1984. 198 c.
 47. Elton Ch.S. The nature and origin of soil-polygons in Spitsbergen // *Quarterly Journal of*

- the Geological Society. 1927. Vol. 83. N1. P. 163–194.
doi.org/10.1144/GSL.JGS.1927.083.01-05.07
48. Vtyurin B.I. Podzemnye l'dy Shpitsbergena // Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy. 1989, vyp. 65. S. 69–75.
49. Osadchii S.S. Povtorno-zhil'nye l'dy v Vostochnom Sayane i ikh stratigraficheskoe znachenie // Pozdnii pleistotsen i golotsen yuga Vostochnoi Sibiri. Novosibirsk: Nauka. 1982. S. 146–155.
50. Barette P.D., Jordaan I.J. Healed cracks in iceberg ice // Journal of Glaciology. 2002. Vol. 48. N163. P. 587–591.