

КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ОБРАЗОВАНИЯ

УДК 551.34 (571.1)

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПЛАСТОВЫХ ЛЬДОВ
И ОСОБЕННОСТИ ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ В РОССИЙСКОЙ СУБАРКТИКЕ¹

Н. А. Шполянская, И. Д. Стрелецкая

Московский государственный ун-т им. Н.В. Ломоносова, геогр. ф-т,
119992, ГСП-2, Москва, Ленинские горы, Россия

В статье предлагается типизация подземных ледяных пластовых льдов Российской Субарктики по их генезису. В основу положены исследование геологических условий залегания ледяных залежей, характер и возраст вмещающих пород, анализ морфологических черт (текстурных и структурных особенностей) льда как следствие условий их формирования. Все известные пластовые залежи (исследованные авторами и описанные в литературе) разделены на четыре основных генетических типа: сингенетические субмаринные, сингенетические прибрежно-морские, эпигенетические инъекционные и погребенные (первично наземные) льды. Генезис двух первых типов предложен авторами. Выявлена достаточно четкая закономерность в распространении каждого из генетических типов, установлена ее связь с плейстоценовой историей развития Российской Субарктики.

Пластовые льды, субмаринные льды, прибрежно-морские льды, инъекционные льды, погребенные льды

GENETIC TYPES OF MASSIVE GROUND ICES
AND PECULIARITIES OF THEIR DISTRIBUTION IN RUSSIAN SUBARCTIC

N. A. Shpolyanskaya, I. D. Streletskaya

Lomonosov Moscow State University, Department of Geography, 119992, GSP-2, Moscow, Leninskie Gory, Russia

Typification of massive ground ices in the Russian Subarctic region according to their genesis is suggested in the article. The typification is based on the research of geological conditions of massive ground ice bedding, character and age of enclosing deposits, analysis of morphological textural and structural features of massive ground ice as a result of their formation conditions. All well-known massive ground ice beds (studied by the authors and described in scientific publications) have been divided into four genetic types: syngenetic submarine ice, syngenetic offshore ice, epigenetic injective ice, buried (initial-surface) ice. The genesis of the two first types has been offered by authors. A rather clear regularity in the distribution of each of the genetic types has been found out. It has been revealed that these regularities are associated with Pleistocene history of the Russian Subarctic.

Massive ground ice, submarine ice, offshore ice, injective ice, buried ice

ВВЕДЕНИЕ

Мощные залежи подземных льдов на севере Евразии, обобщенно называемые пластовыми льдами, содержат в себе большую информацию об истории развития криолитозоны на континенте и шельфе. Каждая ледяная залежь формировалась в определенных геолого-географических условиях, и „память” о них сохраняется в особенностях строения как самого льда, так и вмещающих пород.

К настоящему времени имеется обширный материал по пластовым льдам Российской Арктики. Создана База данных [Стрелецкая и др., 2002], которая содержит информацию по 130 точкам. Список литературных источников, охватывающих 100-летний период изучения Арктики, составил 270 наименований. Известны география распространения пластовых льдов, морфология ледяных

¹ Редколлегия журнала приняла решение о публикации данной статьи в дискуссионном порядке, руководствуясь актуальностью проблемы формирования пластовых льдов. Два рецензента из трех не разделяют позицию авторов о субмаринном формировании мощных (до 15 м) горизонтально-слоистых ультрапресных пластов льда гидрокарбонатного кальциевого состава.

Редколлегия приглашает всех желающих принять участие в дискуссии по проблеме формирования пластовых льдов на страницах журнала „Криосфера Земли“.

тел, условия залегания, особенности строения, их состав и состав вмещающих отложений, существенно различающиеся в разных районах. Выявлено, что пластовые льды наиболее широко распространены в пределах низменных арктических равнин – районов длительного ледово-морского осадконакопления (например, Ямало-Гыданская провинция), менее распространены в горных районах – в предгорьях и горных долинах, встречаются на шельфах Карского и Баренцева морей. Не встречаются пластовые залежи в пределах поверхностей денудации и выноса материала (Кольский п-ов), а также в районах, где осадконакопление проходило в озерно-аллювиальном режиме (Яно-Индибирская и Колымская низменности).

Вопрос генезиса пластовых льдов остается спорным. При этом, если генезис льдов в горных районах не вызывает больших научных дискуссий, и исследователи чаще всего относят их к захороненным наземным льдам, то по поводу генезиса льдов на морских равнинах существует широкий диапазон мнений.

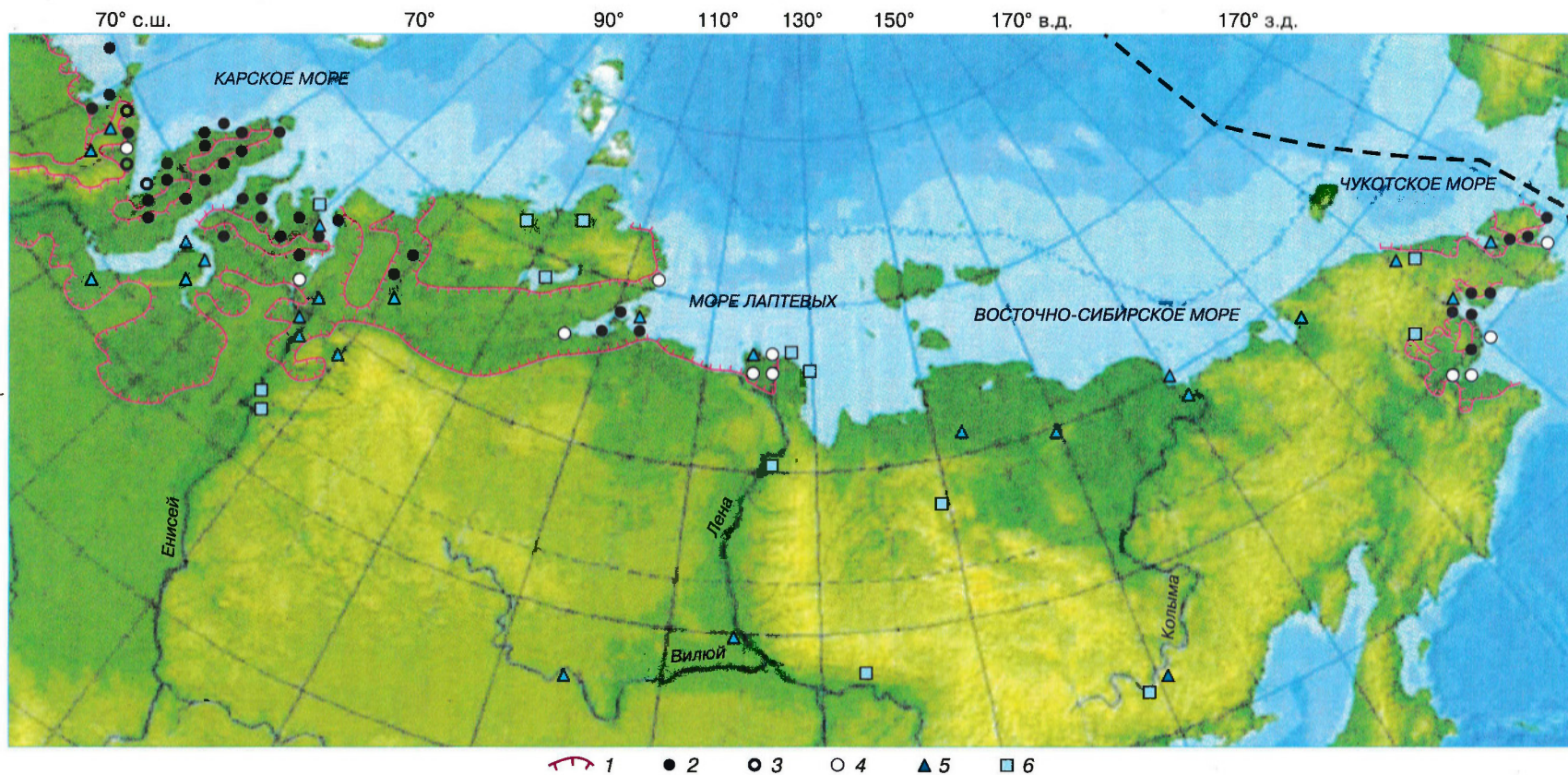
В настоящем сообщении предлагается анализ исследованных авторами и описанных в литературе пластовых льдов с целью установления их генезиса (по условиям залегания, возрасту, особенностям строения льда и характеру вмещающих отложений) и выявления закономерностей их распространения.

АНАЛИЗ ЗАЛЕЖЕЙ ПЛАСТОВЫХ ЛЬДОВ

Изучение ряда разрезов с крупными залежами пластовых льдов Евразии, условий их залегания и криогенного строения, дает основание выделить четыре основных генетических типа льдов: сингенетические субмаринные; сингенетические прибрежно-морские; эпигенетические инъекционные; погребенные наземные льды [Шполянская, 1991б; Shpolyanskaya, 2003].

Сингенетические субмаринные льды. Эти льды до сих пор относятся к льдам спорного генезиса. Впервые они выделены на севере Западной Сибири в сложно дислоцированных морских отложениях. Мнения исследователей об их происхождении разделились на два принципиально противоположных ряда. Одни авторы видят в них захороненные остатки позднеплейстоценовых ледников и ледниковые дислокации, другие считают эти льды внутригрунтовыми образованиями. Однотипные по своему строению, они занимают обширные площади в пределах Ямала и Гыданского п-ова, низменных прибрежных участков Приуральской части Байдарацкой губы, а также в пределах Северо-Сибирской низменности (рис. 1). Как правило, эти льды залегают в морских, чаще всего казанцевских (III₁), реже каргинских (III₃), иногда и в зырянских (III₂) сильно дислоцированных отложениях.

Такие льды были детально исследованы авторами статьи [Шполянская, 1993; 1999] в разрезе морских казанцевских отложений в долине р. Тадибеяхи (Гыданский п-ов). В обрывах высотой 25–30 м, окаймляющих широкую долину реки, на протяжении десяти километров в разных излучинах реки и ее притоков обнажаются сложно деформированные очень льдистые отложения, содержащие пластовый лед (видимой мощностью 5–8 м и протяженностью до 150–200 м). Во всех обнажениях виден лед одного типа, явно представляющий собой единое сильно дислоцированное ледяное тело. Залечь представлена переслаиванием льда и грунта (ледогрунтом), литология грунта меняется сверху вниз от тонких иловатых глин к суглинкам и супесям, слоистость залежи явно относится к седиментационному типу. В верхней глинистой части залежи ледяные слои толщиной 10–15 см чередуются с тонкими иловато-глинистыми прослоями толщиной менее 1 см. Деформированные слои образуют сложный рисунок – параллельные, либо сложно переплетающиеся, иногда горизонтальные, иногда дугообразные или сложной конфигурации, расположенные то вплотную друг к другу, то на расстоянии нескольких сантиметров (рис. 2, а). Деформированные прослои грунта и льда на небольшом расстоянии (сантиметры и десятки сантиметров) пересекаются друг с другом, образуя удлиненные замкнутые ледяные линзы угловатой формы. Грунтовые прослои не являются монолитными и представляют собой ледогрунт, состоящий из микрошлиров льда и грунта, вытянутых согласно напластованию слоя параллельно друг другу (это хорошо видно в ледяных шлифах под микроскопом). В нижней супесчаной части разреза ледяные слои-линзы имеют длину 4–5 м и мощность 20–30 м, а нередко и 30–40 см. Здесь каждая из ледяных линз уходит в глубь стенки обнажения неглубоко, на 20–30 см, быстро выклинивается, что свидетельствует о достаточно динамичной обстановке седиментации. Ледяные линзы выступают в оттаивающих стенках обнажения в виде „ребер”, и в крыльях крутых складок создают впечатление струящегося ледопада (см. рис. 2, б). В средней, суглинистой части толщи (мощностью около 3 м), развита сетчатая криогенная текстура (см. рис. 2, в). Ледяная решетка образована сравнительно толстыми (2–4 см) ледяными шлирами и ячейками параллелепипедальной формы (5–7...15–20 см в поперечнике). Особенностью текстуры слоя является неизменность размера решетки по всей мощности слоя (равномерно-сетчатая текстура), преобладание субгоризонтальных ледяных слоев: они более толстые, образуют параллельные полосы, располагающиеся на одинаковом расстоянии друг от друга, в то время как вертикальные ледяные шлиры, короткие и более тонкие, образуют перемишки между двумя соседними горизонталь-



Н.А. ШПОЛЯНСКАЯ, И.Д. СТРЕЛЕЦКАЯ

Рис. 1. Распространение пластовых льдов в Российской Арктике и Субарктике (карта составлена Н.А. Шполянской и И.Д. Стрелецкой).

1 – границы позднеплейстоценового моря, 2 – сингенетические льды субмаринного генезиса, 3 – сингенетические льды – составные субмаринного и прибрежно-морского генезиса в одном разрезе, 4 – сингенетические льды прибрежно-морского генезиса, 5 – эпигенетические льды инъекционного генезиса, 6 – погребенные (первично наземные) льды. Штриховая линия – государственная граница, фигурная линия – граница паковых льдов.

ными слоями. Такая трехчленность разреза выдержана на всех его участках, и это показывает, что залежь является единым ледово-грунтовым комплексом, сформировавшимся в едином осадкообразующем процессе.

Описанное строение ледогрунтовой толщи – равномерное переслаивание грунта и льда, высокая согласованность слоев, наблюдаемая даже при очень сложной их конфигурации, – могла сформироваться только в субаквальных (субмаринных, учитывая морской генезис вмещающих пород) условиях при сингенетическом промерзании накапливающихся донных осадков. Необходимость признать за этими дислоцированными пластовыми льдами субмаринное происхождение неоднократно излагалась в литературе [Допов, 1984; 1991; Маслов, 1988; Данилов, 1989; Данилов и др., 1999; Великоцкий, 1987; Жигарев, 1997; Хименков, Брушков, 2003]. О связи между пластовыми льдами, засоленными морскими грунтами и криопэгами Западного Ямала пишет И.Д. Стрелецкая [1991]. Возможный механизм промерзания донных морских осадков предложен в работах Н.А. Шполянской [1989, 1991а, 1999]. Он состоит в следующем. Анализ и сопоставление данных о температуре придонного слоя воды Арктических морей [Жигарев, 1997; Фартышев, 1993] и данных по химии морских иловых вод [Хорн, 1972; Шишкина, 1972; Павлова, 1998] приводит к определенным выводам. Во-первых, температура придонной воды меняется с увеличением глубины моря: от глубины, превышающей мощность припайных льдов (~2,5 м), и до глубины 35–40 м, где прослеживается легнее прогревание воды, температура постепенно понижается от положительных значений к отрицательным. При глубине моря больше 40 м сезонные колебания температуры уже не прослеживаются, устанавливается постоянная самая низкая температура придонной воды, равная $-1,6...-1,8^{\circ}\text{C}$, и она не меняется до глубины 150–200 м. Таким образом, в интервале глубин моря от 40 до 200 м возникает принципиальная возможность промерзания донных осадков. Во-вторых, установлено, что соленость порового раствора уменьшается по разрезу от поверхности дна моря в глубь донных отложений (явление, наблюдающееся и в окраинных морях, и в открытом океане). Следовательно, соотношение температуры и солености донных осадков меняется по разрезу и на некоторой глубине от поверхности дна (по нашим расчетам, примерно от 4–5 до 10 м) оно оказывается таковым, что грунты могут промерзать. По мере накопления осадков слой, в котором удовлетворяются условия для их промерзания, перемещается вверх, и осадки, насыщенные водой, промерзают сингенетически. Так, по мере накопления, мерзлая слоистая ледогрунтовая толща нарастает вверх. Мощность ее, по расче-

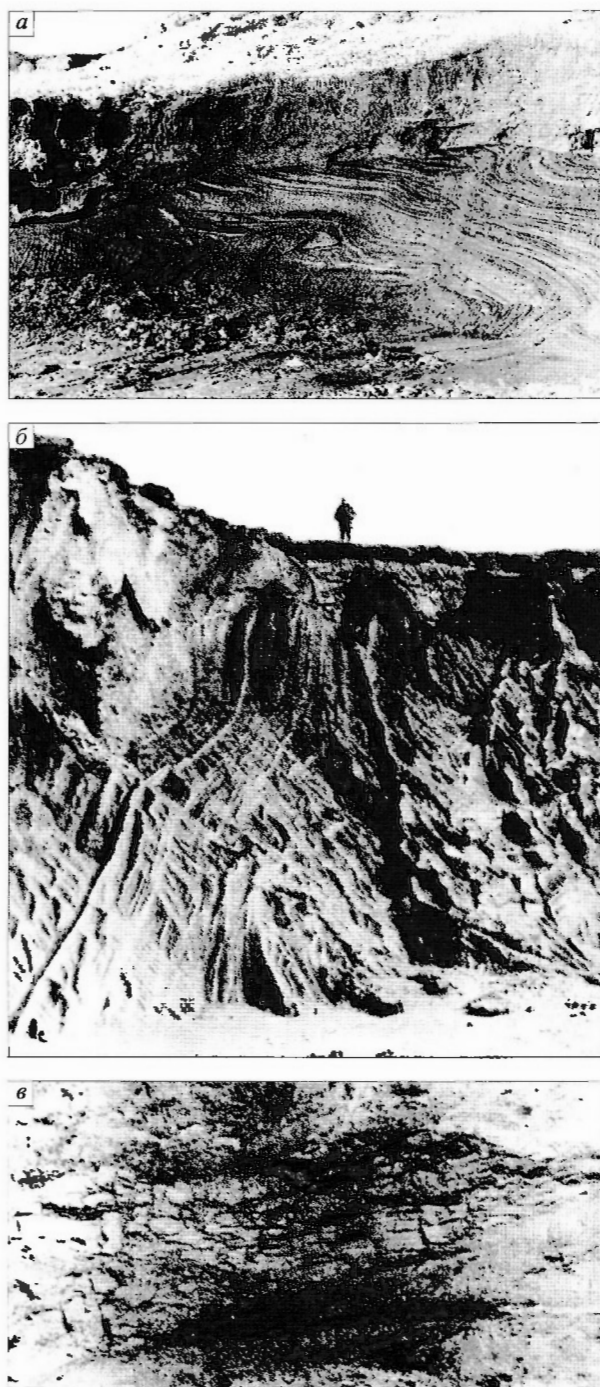


Рис. 2. Ледяная пластовая залежь субмаринного генезиса в долине р. Тадибеяхи (Гыданский п-ов). Фото Н.А. Шполянской.

а – иловато-глинистый слой разреза: тонкопереслаивающиеся прослойки льда и грунта сложной конфигурации (седиментационный тип слоистости); *б* – слой тонкозернистого оглиненного и пылеватого песка. Толстые ледяные прослои выступают в подтаявшей стенке обнажения в виде «ребер» и в крыле крупной складки создают впечатление ледопада; *в* – слой тяжелого суглинки с равномерно сетчатой криогенной текстурой.

там, не должна превышать 50 м, так как по мере наращивания толщи вверх глубинный тепловой поток должен „съедать” ее снизу. Примерно такую мощность и имеют дислоцированные толщи с пластовыми льдами. По расчетам других авторов [Данилов и др., 1999] субмаринная ледогрунтовая толща может достигать мощности 60–90 м.

Характер кристаллической структуры льда Тадибеяхской залежи в определенной мере подтверждает ее субмаринный генезис. Кристаллы льда (исследовались В.Г. Хлапом с помощью поляроидов) имеют размер от 1 до 4–5 см в поперечнике и правильную, изометрическую, хорошо ограниченную форму, явно близкую к первоначально сформированной. Согласно исследованиям В.В. Рогова [1996], заметного изменения формы и размера кристаллов не происходит в тех случаях, когда льды и формируются, и впоследствии существуют в близких температурных условиях. Это полностью можно отнести к условиям формирования Тадибеяхской залежи: нарастание мерзлой толщи вверх на дне моря и замерзание содержащейся в осадках воды обеспечивают и однородные температуры, и минимальное внутреннее давление в толще.

Описанное строение ледяной залежи Тадибеяхского разреза, характеризующееся прежде всего слоистостью седиментационного типа, принято нами в качестве эталона для ледяных тел субмаринного происхождения при сингенетическом промерзании донных осадков.

Доказательством того, что образование льдистых мерзлых толщ в субмаринных условиях возможно, являются обнаруженные В.И. Спесивцевым на шельфе Печорского моря на глубине 50–70 м и при температуре донных отложений –1,4...–1,6 °С, дислоцированные ледогрунтовые образования [Мельников, Спесивцев, 1995; Мельников и др., 1998]. Авторы считают их следствием современных криогенных процессов, протекающих в субаквальных условиях (с. 165). Опираясь на работы А.И. Попова, они говорят о пликативных складках в донных грунтах, возникающих в процессе вязкопластичного течения дисперсных грунтов на морском дне, и связывают с ними и холмистый рельеф дна, и формирование в субаквальных условиях подземных льдов и льдистых отложений.

Дислоцированные пластовые льды, однотипного с Тадибеяхским разрезом строения, описаны во многих районах севера Западной Сибири [Баулин и др., 1967; Дубиков, 1982, 2002], на Ямале – оз. Нейто [Корейша и др., 1982], пос. Харасовой [Каплянская, 1982], мыс Бурунный [Тарноградский, 1982; Великоцкий, 1987], пос. Марре-Сале [Данилов, 1989], реки Юрибей и Мордыяха [Трофимов и др., 1980; Бадю и др., 1982; Стрелецкая, 1991], на Гыданском п-ове – реках Юрибей, Гыда, Танама [Трофимов и др., 1980; Бадю и др., 1982], на

приуральной стороне Байдарацкой губы [Мельников, Спесивцев, 1995; Спесивцев, 1996; Гольдфарб и др., 1990; Лейбман и др., 2000], на ямальской стороне Байдарацкой губы [Спесивцев, 1996]. Например, Ф.А. Каплянская относительно льдов у пос. Харасовой пишет, что „наиболее распространенными являются не обособленные глыбы сравнительно чистого льда (что соответствовало бы их глетчерному происхождению – Н.Ш.), а пластовые залежи, состоящие из слоистых ледогрунтов” (сравн. с рис. 2, а). При этом, будучи сторонницей ледникового генезиса Харасовойской залежи, она все-таки вынуждена отметить, что эти льды обнаруживаются „в пределах равнинных территорий, лишенных каких-либо отчетливых черт ледниковой морфологии”. В.Т. Трофимов с соавторами пишет про льды в долинах рек Юрибей, Гыда, Танама, что эти пластовые ледяные тела „имеют вид застывшего потока” (сравн. с рис. 2, б).

Все это свидетельствует о массовом распространении на севере Западной Сибири дислоцированных пластовых льдов, формирование которых происходило в субмаринных условиях.

Изучение литературы показывает, что Западная Сибирь не единственный район распространения субмаринных льдов. К сингенетическим субмаринным льдам следует отнести, например, льды, вскрытые Н.Г. Оберманом [1977] более, чем 100 скважинами, на морских террасах в бассейнах рек Бол. Ою, Хей-Яха, Нямда-Ю и др. (юго-западный склон Пай-Хоя). Мощность ледяных пластов достигает 10 м и более. Льды залегают преимущественно на водоразделах и в долинах на абсолютных отметках 90–260 м, в высокольдистых илах (тяжелых пылеватых суглинках) с равномерной по вертикали от тонко- до толстошлировой средне- и частослоистой криогенной текстурой. Прослой льда содержат до 10–30 % грунта в виде взвеси. Льдистость минеральных прослоев достигает 40–60 %. По микрофаунистическим определениям это – морские отложения казанцевского моря. Описанные льды явно похожи на Тадибеяхские (см. рис. 2, а) и имеют седиментационный тип строения. Н.Г. Оберман сам отмечает сходство этих отложений с сингенетическими морскими позднеплейстоценовыми отложениями севера Западной Сибири. Поэтому, несмотря на то, что он относит эти льды к сегрегационно-инъекционным, они, скорее всего, являются субмаринными сингенетическими льдами времени казанцевской морской трансгрессии.

Подобные льды есть на Чукотке. Ш.Ш. Гасанов [1969, 1981] и А.Н. Котов [2001] многократно описывают ледяные залежи крупных размеров (300 м и более в поперечнике), по своему строению однотипные с Западно-Сибирскими льдами (тот же седиментационный тип). Подавляющее большинство выходов подобных льдов имеет складчатое сложение и состоит из серий слоев,

иногда согласно залегающих, иногда секущих друг друга. Во многих случаях льды напоминают по облику дислоцированные горные породы. Так, на левом берегу р. Янрамовеем (восточное побережье зал. Креста) вскрывается обширное ледяное тело видимой мощностью 9 м, горизонтальным простираем 100–120 м, залегающее на ледниково-морских валунных суглинках третьей террасы и перекрывающееся морскими суглинками и горизонтально-слоистыми песками второй террасы. Лед имеет пологоскладчатое сложение, обусловленное чередованием смятых в складки слоев относительно чистого льда и льдистого грунта. Максимальные высоты складок достигают 2 м, а длина – 10 м. Толщина ледяных прослоев составляет 30–60 см, льдистого грунта – 1–10 см. Прослои сравнительно чистого льда, в свою очередь, имеют волнистую и горизонтально-слоистую текстуру, которая создается чередующимися через 4–7 см прерывистыми прослойками и струйками минеральных примесей толщиной 2–3 мм. В прослоях льда минеральные примеси составляют 16–32%. В прослоях льдистого грунта прослеживается тонкошлифованная мелкослоистая текстура, создаваемая повторяющимися через 2–4 мм шпирями льда толщиной 2–3 мм. Часто такие льды сложены несогласно секущими друг друга сериями слоев. При этом в однонаправленных сериях насчитывается обычно до 40 слоев и более. Встречаются участки, смятые в складки различной крутизны. О такой криогенной текстуре, явно седиментационного типа, можно сказать как и про залежь на Тадибейхе: она формировалась в процессе субмаринного криолитогенеза с развитием подводного оползнеобразования и пликативным смятием промерзающих слабо литифицированных донных осадков.

Другая залежь, протяженностью порядка 200 м, и видимой мощностью 5,5 м, скорее всего субмаринного генезиса, обнаружена Ш.Ш. Гасановым на западном берегу зал. Креста близ устья р. Мамчергыргын, на высоте 37,5 м в ледниково-морских валунных суглинках третьей террасы. Залежь имеет очень сложное строение. Она состоит из серий чередующихся слоев сравнительно чистого льда мощностью от 0,3–0,5 до 2–3 м и льдистого грунта мощностью 10–20 см. Такие серии из параллельных слоев имеют самую различную пространственную ориентировку: горизонтальную, косую и даже вертикальную. Во всех случаях относительное содержание льда больше, чем грунта. Слои относительно чистого льда, в свою очередь, имеют слоистую или слегка волнистую текстуру, вызванную прерывистыми струйками минеральных примесей толщиной 2–3 мм, которые повторяются через 0,5–4,5 см.

Подобные сингенетические субмаринные ледяные залежи, протяженностью более 300 м, описаны Ш.Ш. Гасановым близ пос. Конергино на во-

сточном побережье зал. Креста, на юго-восточном побережье Чукотского полуострова, на северном побережье о-ва Аракамчечен, на побережье Колючинской губы, у м. Ныгликан на восточном побережье Чукотского полуострова, в приморской части Нижне-Анадырской низменности. Все льды приурочены к ледниково-морским отложениям третьей и четвертой террас, а также встречаются на контактах ледниково-морских суглинков с морскими отложениями второй террасы. При этом, Ш.Ш. Гасанов отмечает, что, например, вмещающие ледяную залежь отложения у м. Ныгликан (ледниково-морские валунные суглинки третьей террасы) накапливались, судя по комплексу моллюсков, в условиях сублиторали (т. е. при глубинах моря 50–60 м).

Разрезы с мощными пластовыми льдами в районе пос. Конергино (в нескольких километрах к северу и к югу от поселка) представлены в работе О.М. Петрова [1966]. Ледяные пласты видимой мощностью 5 м залегают в среднеплейстоценовых ледниково-морских ($\Pi_{кр}$ – крестовская свита) и позднеплейстоценовых морских ($\Pi_{вал}$ – валькатленские слои) отложениях. Лед слоистый – чередование чистого прозрачного льда и мелкозема, сцементированного льдом, мощность прослоев – 1–2...15–20 см, т. е. тот же седиментационный тип строения всей толщи.

Оценивая описания подобных слоистых залежей льдов Чукотки и условий их залегания, следует признать в них тот же тип льдов, что изучен и описан нами на севере Западной Сибири. Ш.Ш. Гасанов [1969] сам отмечает, что льды аналогичного строения описаны в морских отложениях на севере Западной Сибири [Дубиков, Корейша, 1964]. А это значит, что за этими льдами можно признать и тот же генезис субмаринных сингенетических льдов.

Крупные подземные залежи льда в районе низовьев р. Хатанга, в бухте Кожевникова, которые по их строению можно признать субмаринными, отражены в работах 30-х гг. XX в. [Емельянцева, 1939; Пономарев, 1939] (см. рис. 1).

Прибрежно-морские сингенетические льды встречаются в тех же районах, что и предыдущие, но приурочены к краевым частям древнего морского бассейна (см. рис. 1). Таким районом с определенностью можно назвать район Селякина мыса в низовьях Енисея близ пос. Усть-Порт. Там была исследована толща отложений средне- и позднеплейстоценового возраста, слагающая 60-метровый водораздельный уровень [Тумель, Шполянская, 1983]. Нижняя часть толщи, мощностью около 30 м, сложена ледниково-морскими санчуговскими алевритами стадии максимальной трансгрессии моря (Π_2), слабо слоистыми, очень плотными, мало льдистыми. Вверх по разрезу они переходят в ледниково-морские валунные суглинки начала регрессивной стадии моря (Π_4), льдистые,

с крупносетчатой средне- и толстошлировой пленчатой криогенной текстурой, содержащие пластовые льды. Суглинки слабо дислоцированы. Над валунными суглинками залегает с очень постепенным переходом и нечетким контактом, явно генетически с ними связанная, мощная (около 10 м) супесчано-песчаная толща прибрежно-морских казанцевских отложений (III_1). В ней тоже содержатся пластовые льды (рис. 3). Льды представлены серией преимущественно горизонтально вытянутых толстых ледяных шлиров-пластов (15–60 см в валунных суглинках и 20–30 см в супесях), разделенных между собой грунтовыми прослоями

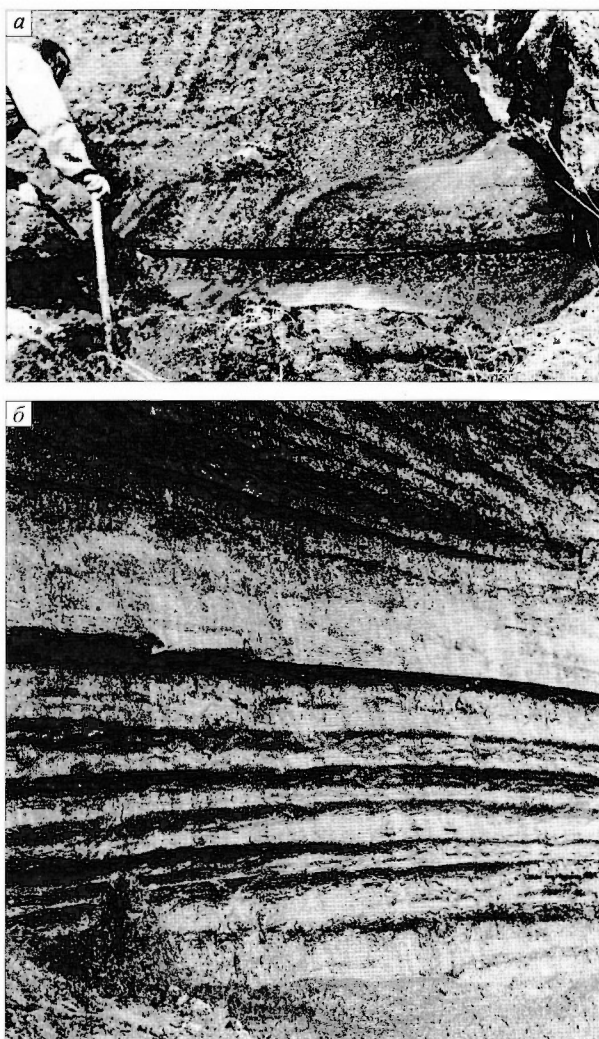


Рис. 3. Ледяная пластовая залежь прибрежно-морского генезиса в районе „Селякин мыс” (низовья Енисея).

а – субгоризонтальный прослой чистого льда (черный цвет) в ледогрунте (фото Н.А. Шполянской); *б* – субгоризонтальное чередование прослоев льда и ледогрунта (фото Е.А. Подольского).

толщиной 15–20, а иногда до 30 см. Контакты ледяных пластов всегда четкие, прямолинейные, согласованные с первичной слоистостью вмещающих пород. Лед, обычно прозрачный, иногда грязно-белый, практически нигде не встречен в виде одиночных изолированных пластов, а только в виде серии согласованных пластов, явно сформированных в едином осадкообразующем процессе (см. рис. 3, б). Лед – крупнокристаллический, кристаллы, 3–7 см в поперечнике, имеют четко ограниченную изометрическую форму.

Такое строение толщи – ритмичная крупно-слоистая текстура при отсутствии сложных дислокаций (пликативных складок) – одинаково исключает и инъекционную природу льдов и захоронение наземных льдов. Здесь можно говорить о так называемом сегрегационно-цементном (*термин Е.А. Вториной*) механизме льдообразования при сингенетическом промерзании отложений в прибрежно-морских условиях. Ледяные пласты формировались в результате замерзания надмерзлотного водоносного горизонта, образующегося в основании сезонноталого слоя (СТС) достаточно обводненных и грубодисперсных осадков. Накопление осадков происходило регулярно в периоды нагонного затопления береговой зоны, СТС вместе с водоносным горизонтом перемещался вверх, формировался новый ледяной пласт. Так сингенетически снизу вверх нарастала ритмично слоистая ледяная толща. Дополнительным свидетельством того, что накопление и промерзание супесчано-песчаной льдистой толщи шло в прибрежно-морских условиях, служит наличие в этом же горизонте (на участках с более тонкодисперсными отложениями) небольших по размерам, но хорошо развитых сингенетических полигонально-жильных льдов.

Разрез Селякина мыса в дальнейшем используется нами как эталон для пластовых льдов прибрежно-морского типа при сингенетическом промерзании прибрежно-морских отложений.

Похожие льды описаны и в других районах российского Севера. Так, на Пай-Хое в районе Силова-Мусюр [Оберман, 1985] скважинами вскрыт участок пластового льда протяженностью более 5 км, невыдержанной мощности, достигающей в наиболее высоких участках рельефа 15 м и уменьшающейся до исчезновения льда под понижениями. Подошва пласта залегает на одной отметке во всех скважинах. Ледяной пласт залегает в позднеплейстоценовых ледово-морских суглинках с гравием и галькой и представлен чередованием в основном наклонных (до 20°) тонких слоев (1–100 мм) бесцветного и грязно-серого льда. На участках залежи большой мощности лед становится более чистым, а слои – более толстыми. В кровле пласта прослеживается повышено-льдистая зона с сетчатой текстурой, образованной косыми

ширами, начинающимися от ледяной залежи. Автор трактует эту залежь как инъекционную, приуроченную к зоне тектонического разлома. Однако при формировании пласта за счет инъекции напорных вод разломной зоны не могла сформироваться четкая слоистость льда и сетчатая текстура в его кровле. Эта залежь больше похожа на прибрежно-морской тип пластовых льдов и, скорее всего, формировалась в прибрежно-морских отложениях регрессирующего ранневалдайского моря. Возможно, что при контакте шельфовой зоны с высоко обводненной зоной тектонического разлома на месте Пай-Хоя, формирующиеся прибрежно-морские льды подпитывались подземными водами.

На Чукотке в низовьях р. Анадырь на северном побережье залива Онемен А.Н. Котов [2001] обнаружил пластовые льды исключительно похожие на льды Селякина мыса. Крупная ледяная залежь (видимая мощность 7 м) вскрывается в нескольких термоцирках и строго приурочена к выходам засоленных ледниково-морских отложений. Лед залежи преимущественно молочно-белый, с большим количеством включений округлых пузырьков газа размером до 2, реже 3 мм. Выделяются линзы льда толщиной до 10–50 см и длиной до нескольких метров, прослой голубоватого льда, а также линзы прозрачного стекловидного льда практически без воздушных пузырьков. Пласты льда разделены между собой слоями ледниково-морских пород. Все разновидности льда имеют хлоридно-натриевый состав. Сходство описанного разреза с Селякинским усиливается тем, что вмещающие пластовый лед ледниково-морские отложения сочетаются с синкриогенными отложениями с полигонально-жильными льдами. Как и на Селякине, ледовый комплекс развит параллельно с пластовыми льдами или перекрывает их, так что концы ледяных жил проникают в пластовые льды. Это – прибрежно-морские сингенетические пластовые льды, сформировавшиеся в краевой части моря.

Прибрежно-морскими являются, по-видимому, льды, встреченные А.Н. Котовым с соавторами [1991] в районе г. Анадырь в основании 20–30-метрового террасового уровня в ледниково-морских суглинках. Объемная льдистость отложения достигает 80–95 %, а в нижних частях разреза наблюдается косослоистая неполносетчатая среднешлировая криотекстура, свидетельствующая о промерзании снизу. В этих же отложениях часто прослеживаются полигонально-жильные льды.

Явно к прибрежно-морским сингенетическим льдам следует отнести и пластовые льды, серия которых описана С.Ю. Королевым [1985] на о-ве Арга-Муора-Сисе в западной части дельты Лены. Вмещающие льды каргинские (28 500 ± 1900 лет) отложения (пески с галькой, переходящие вверх

по разрезу в суглинки) он трактует как сингенетически промерзавшие по мере накопления в мелководном опресненном морском бассейне, занимавшем всю западную часть современной дельты Лены вплоть до края Чекановского. В этой же толще развиты полигонально-жильные льды. Все это согласуется с известными представлениями [Атлас..., 1991; Павлидис и др., 1998] о том, что западная часть дельты Лены (в том числе и о. Арга-Муора-Сисе) большую часть плейстоцена представляла собой прибрежную аккумулятивную равнину, периодически затапливаемую морем, и что в низах едомной толщи лежат морские и прибрежно-морские отложения.

Пластовые льды в морских отложениях, сходные по своему строению с прибрежно-морскими льдами, ритмично крупнослоистые, мало дислоцированные, описаны Т.М. Емельянцевым [1939], В.Д. Александровой [1937], В.М. Пономаревым [1939], А.И. Березиным [1939] в низовьях рек Хатанга, Попигаи, в районе Нордвика, на восточном побережье Таймыра; В. Громовым [1924] в устье Енисея (см. рис. 1).

Льды составные – субмаринные и прибрежно-морские в одном разрезе, встречены на Европейском севере (см. рис. 1), а один из таких разрезов исследован на п-ове Югорском, в 40 км восточнее пос. Амдерма возле урочища Шпиндлер [Гольдфарб, Ежова, 1990; Лейбман и др., 2000]. Здесь, в 54-метровом береговом уступе прослеживаются два ледяных пласта, вытянутые вдоль берега: нижний – протяженностью почти 1000 м и мощностью 3–5 м и верхний – мощностью более 6 м. Оба эти пласта обрамляют сверху и снизу толщу лагунных ритмично-слоистых (тонкослоистых и грубослоистых) алевритов с прослоями пелитов и тонких песков. Их границы, обращенные внутрь толщи, существенно неровные, а внешние границы достаточно ровные субгоризонтальные. По Ю.И. Гольдфарбу и А.Б. Ежовой лагунные отложения с пластами льда начали формироваться в конце первого позднеплейстоценового холодного этапа (т. е. в зырянское время) и продолжали формироваться в последующем межледниковье (каргинском). Лагунные отложения подстилаются морскими казанцевскими и перекрыты морскими каргинскими пелитами и алевропелитами, слоистыми и скрытослоистыми, сформировавшимися в условиях нормальной солёности открытого моря и содержащими грубообломочный материал ближнего сноса. Авторы прослеживают сингенетичность ледяных пластов с осадконакоплением, поскольку во льду и нижнего и верхнего пластов присутствует алевритовый материал этой толщи. Лед слоистый, с послойными включениями песка и гальки, с чередованием слоев чистого прозрачного льда и льда с большим включением алевритов и пузырьков воздуха.

Два пласта неодинаковы по своему строению и генезису. Текстура нижнего пласта горизонтально-крупнослоистая, серии слоев субпараллельны подошве и кровле пластов. Лед, скорее всего, имеет прибрежно-морской генезис. В слоях верхнего пласта наблюдаются пластические деформации, участки с текстурой очень сложной конфигурации, песчаные „рулеты” [Лейбман и др., 2000], т. е. строение седиментационного типа. Этот пласт похож на субмаринный тип льда.

Можно заключить, что два пласта формировались в разных условиях. Самая нижняя часть разреза, не содержащая лед, – это отложения миккулинской (казанцевской) трансгрессии, в европейской части Арктики очень теплой. Поэтому субмаринные льды не формировались [Розенбаум, Шполянская, 2000]. В наступившее затем ранне-вюрмское (зырянское) похолодание с некоторой регрессией моря условия из морских становятся прибрежно-морскими (по Лазукову [1989] здесь в зырянскую эпоху сохранялись морские условия), и в этих осадках формируется прибрежно-морской тип льда нижнего пласта. С переходом к межледниковой (достаточно холодной) средневюрмской (каргинской) эпохе при некотором новом наступлении моря прибрежно-морские условия постепенно сменяются морскими. Формирование прибрежно-морских льдов прекращается. Однако при неглубоком море формирования субмаринных льдов еще не происходит. Накапливаются морские ритмично-слоистые алевроиты без льдов. С течением времени по мере постепенного углубления моря начинает формироваться субмаринный сингенетический лед (верхний ледяной пласт) со свойственными ему деформациями субаквального осадконакопления. В результате два пласта образуются сверху и снизу единую толщу морских отложений. Из-за близости Полярного Урала происходит некоторый снос грубообломочного материала, который промерзает вместе с донными осадками.

Предлагаемый механизм образования ледяных пластов не противоречит и некоторым высказываниям самих авторов упоминаемых работ. Так, Ю.И. Гольдфарб и А.Б. Ежова считают, что верхний ледяной пласт должен был сохраняться на дне открытого каргинского морского бассейна в течение времени ингрессии и накопления тонкозернистых осадков мощностью 5–7 м. В действительности пласт не сохранялся, а формировался в этом морском бассейне. М.О. Лейбман с соавторами утверждают, что характер деформаций и кристаллическая структура обоих пластов льда с наибольшей вероятностью свидетельствуют об их формировании одновременно с промерзанием отложений (т. е. о сингенетическом росте).

Такие же „составные” пластовых льдов описаны В.И. Спесивцевым [1996] в районе Байдарачьей губы, на Ямальском и Приуральском ее побе-

режьях. На Ямальском побережье им исследован разрез каргинской морской террасы в 4 км севернее устья р. Яраяхи. Протяженность обнажения около 3 км. Терраса сложена светлосерым горизонтальнослоистым мелким пылеватым песком со слаборазложившимся торфом и детритом (мощность слоя 8–10 м), подстилаемым слоем слабо-разложившегося торфа (мощностью 1,5–2 м). Оба горизонта выдержаны по простираению и прослеживаются на всем протяжении обнажения. Под торфяным слоем залегает пласт льда видимой мощностью около 2 м. Ледяной пласт представлен ритмичным чередованием горизонтальных прослоев толщиной 1,5–2 см сравнительно чистого льда и льда, обогащенного намытым торфом. В подошве ледяного тела залегают светло-серые мелкие пески с массивной криотекстурой мощностью 1–1,5 м, а под ними – голубовато-серые суглинки с крупной решетчатой криотекстурой.

Нижняя и верхняя части ледяного пласта неодинаковы. В нижней части меньше органики, лед более чистый. Горизонтальная слоистость подчеркивается намытыми слоями светло-серого мелкого песка и растительного детрита. Отмечаются также морозобойные трещины, заполненные чистым льдом с вертикальной слоистостью или, чаще всего, ожеженным мелким песком. В верхней прикровельной части ледяного пласта прослеживается слой криотурбаций. Последние выражены в виде волнового изгиба слоев вышележащего торфа, микроскладок, песчаных „карманов” оплавленного льда и других деформаций.

Строение ледяного пласта и вмещающих отложений свидетельствует о сложном формировании ледяного пласта в условиях меняющейся глубины трансгрессирующего каргинского моря. Низы пласта формировались в лайдовых и прибрежно-морских условиях при сегрегационно-цементном механизме роста льда. Отсюда и меньшее загрязнение льда, наличие вертикальных затеков морозобойного происхождения. Верху пласта формировались уже в условиях глубокого моря, поэтому здесь появляются криотурбации, свойственные субмаринным льдам.

Аналогичные пластовые льды исследованы В.И. Спесивцевым [1996] и на Приуральской стороне Байдарачьей губы в районе устья р. Нгоюяхи. Здесь тоже в обрыве каргинской морской террасы под переслаивающейся пачкой песков и супесей мощностью 7–9 м залегает пластовый лед, нижняя часть которого имеет горизонтальную слоистость за счет намытого растительного детрита и песка, а в верхней части прослеживаются криотурбации. Пласт явно формировался в условиях меняющейся глубины моря. Сам автор считает, что строение ледяного пласта и вмещающих отложений свидетельствует о сингенетическом их формировании. Однако он полагает, что нижняя часть

пласта формировалась во время зырянской регрессии, когда на прибрежных пространствах Байдарачьей губы происходило накопление сингенетических мерзлых толщ, формировались пластовые и полигонально-жильные льды. В следующую каргинскую трансгрессивную эпоху эти толщи были затоплены, и накопившаяся над ними песчано-супесчаная толща промерзала в следующую регрессивную сартанскую эпоху уже эпигенетически после освобождения осадков от моря. Нам представляется, что при верной интерпретации первого (зырянского) периода, когда сформировалась нижняя часть пласта прибрежно-морского типа, второй этап трактуется автором неверно. При эпигенетическом промерзании толщи в субэаральных условиях невозможно объяснить формирование мощного ледяного пласта с большими криотурбациями. Скорее всего, вместе с изменением регрессивного режима зырянского времени на трансгрессивный в каргинскую эпоху сменился и тип промерзания – с прибрежно-морского на субмаринный. Формировался лед субмаринного типа с присущими ему криотурбациями.

Инъекционные льды встречаются во всех районах, где имеются благоприятные гидрогеологические условия для их питания. Самые крупные их залежи формируются в областях тектонических разломов – местах разгрузки напорных подземных вод, и в местах распространения обширных подозерных таликов с грунтовыми водами. Промерзание горных пород в условиях непрерывного поступления воды создает крупные криогенные водонапорные системы, в которых резко возрастает гидростатическое и гидродинамическое давление, что приводит к формированию инъекционных ледяных тел либо в виде ядер бугров пучения, либо в виде пластов, отвечающих напластованию горных пород. Такие льды широко распространены в Приенисейских районах Западной Сибири, на равнинах Якутии, на Чукотке. Строение ледяных залежей инъекционного происхождения заметно отличается от вышеописанных, оно всегда несет на себе следы напорного внедрения воды.

Одна из таких залежей в низовьях Енисея у пос. Таб-Саля описана Е.Г. Карповым [1986] (см. рис. 1). Ледяная залежь видимой мощностью более 15 м обнажается в разрезе 20-метровой каргинской террасы, перекрывается ленточными глинами, подстилается мелкозернистыми песками. Лед стекловидно-прозрачный, с включением ксенолитов светло-серых ленточных глин. Нигде не отмечаются включения в виде выдержанных по простиранию грунтовых прослоев. Пласт льда имеет сложные контакты с перекрывающей толщей: ледяные штоки внедряются в ленточные глины в виде расширяющихся сверху грибообразной формы фигур (рис. 4, а). Сами слои глины разорваны и сдвинуты по обе стороны ледяного штока с амплитудой до 1 м (см. рис. 4, б). Такая текстура свидетельствует о внедрении в промерзающую толщу подземных вод под большим напором, что и приводит к разрывным нарушениям грунтовых слоев, отрыву ксенолитов.

Е.Б. Белопухова [1962] и А.Н. Минаев [1963] описывают крупные бугры пучения высотой до 30 м на водораздельных равнинах в бассейне р. Ярудей, приуроченные к трещиноватым опоконидным палеогеновым глинам, маркирующим тектоническое поднятие. Ледяные ядра бугров представлены преимущественно чистым льдом, иногда льдистым (до 60 %) несортированным грунтом. С.П. Суслов [1935] говорит об инъекционных ледяных телах в буграх пучения (мощностью до 10 м и протяженностью более 20 м) на Таймыре в рай-

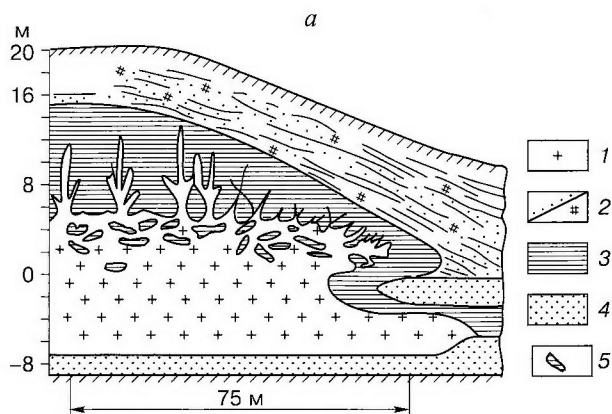


Рис. 4. Ледяная пластовая залежь инъекционного генезиса близ пос. Таб-Саля в низовьях Енисея [Карпов, 1986].

а – схема соотношения льда и вмещающих пород в разрезе: 1 – инъекционный лед с грибообразными ледяными штоками, внедряющимися в перекрывающие пласт ленточные глины; 2 – глинистые пески с растительным детритом; 3 – ленточные глины; 4 – подстилающие пески; 5 – ксенолиты ленточных глин во льду; б – соотношение льда и вмещающих пород в естественном обнажении. Слои ленточных глин разорваны и сдвинуты по обе стороны ледяных штоков.

оне оз. Лама. Располагаются они вдоль берега озера через 100–200 м друг от друга, обычно в песчаных с гравием слоях. Лед имеет включения газа и суглинка, слоистость не прослеживается. Такие бугры формировались, скорее всего, при промерзании пород в местах повышенной тектонической трещиноватости гор Путорана. В.В. Рогожиным [1966] обнаружено около 200 многолетних бугров пучения с ледяными ядрами на площади ~1,5 км² в северо-западной части Сибирского плоскогорья, в долине, соединяющей озера Кета и Накомьякен (зоне тектонического разлома и выхода подземных вод).

Широко развиты инъекционные льды бугров пучения, приуроченные к озерным котловинам и образовавшиеся при промерзании замкнутых под-озерных таликов. Встречаются на водоразделах и древних речных террасах. Так, Е.Г. Карповым [1986] описан гигантский булгуньях в низовьях Енисея близ пос. Мессоуха высотой 22,5 м и основанием 176 × 286 м², расположенный на дне хасырея. Ледяное ядро видимой мощностью более 20 м представлено плотным прозрачным стекловидным льдом без видимых минеральных включений, с редкими пузырьками воздуха. Верхняя часть ледяного тела (на глубине 6,8–8,1 м) представлена ледогрунтом с преобладанием льда. Похожие ледяные залежи в буграх пучения встречаются на низменностях Енисейско-Пясинского Севера [Карпов, 1986]; в бассейне р. Мал. Хета [Белопухова, 1962; Минаев, 1963]; на Тазовском полуострове [Андреев, Белорусова, 1962]; в низовьях Енисея, на реках Янгода, Дудыпта, Пайтупма, Агагана [Аврамчик, 1937; Сакс, 1940]; на Европейском Севере – на Полярном Урале и Пай-Хое, в бассейнах рек Щучья, Мал. Уса, Лемва [Уваркин и др., 1964; Оберман, 1985, 1989; Неизвестнов и др., 1990; Усов, 1970]. Это все льды гидролакколитов мощностью от 7 до 30 м, приуроченные к осушенным и замороженным озерным впадинам (см. рис. 1).

Инъекционные льды, преимущественно гидролакколиты, широко развиты в Средней и Восточной Сибири. Так, Х.П. Лаптев [1851] описывает на прибрежной равнине между Нордвиком и устьем р. Хатанга „ледяную гору” высотой 21 м и площадью 63 × 12 м²; П.А. Соловьев [1952, 1959] исследовал на Лено-Амгинском междуречье бугры пучения высотой 8–10 м, диаметром 60–100 м с мощностью ледяного ядра до 10 м. Большое количество бугров пучения описано в дельте Лены (150), в дельте Яны (несколько сотен), восточнее дельты Яны (200), в дельте Индигирки (56 бугров высотой 5–30 м), к востоку от дельты Индигирки (70) [Чирихин, 1934; Северная Якутия, 1962].

А.Б. Чижов [1967] описывает пластовые льды инъекционного происхождения (мощностью до 12 м) в ордовикских отложениях прирусловой ча-

сти р. Вилюй на территории Ботуобинского алмазозонного района (Якутия). Лед с пузырьками воздуха заполнял трещины в мергелях до глубины 40–60 м и формировался путем инъекции подземных вод в промерзающие породы под влиянием возрастающего гидродинамического напора. Крупные (от 3 до 30 м) залежи инъекционного льда на р. Алдан, в Центрально-Якутской низменности и на р. Вилюй подробно описаны А.А. Григорьевым [1926, 1927, 1932].

Подземные инъекционные льды могут формироваться при участии наледей, особенно на участках развития наледных полей [Алексеев, 1989]. Детально описаны инъекционные подземные льды на русловых наледных полях (пещерно-наледный лед) в горных районах северного Забайкалья и в районе пос. Нерюнгри [Климовский, Мурзин, 1980]. М.М. Корейша [1969] исследовал пластовые инъекционные залежи в русловых галечниках под наледью в долинах рек хребта Сунтар-Хаята. Общий объем инъекционного льда сравним с объемом наледи на поверхности.

Инъекционные льды широко распространены на севере Чукотки. Гигантский бугор пучения описан А.Я. Стремяковым [1964] в междуречье Эклатан-Вывыткар.

Ш.Ш. Гасанов [1969, 1981] описывает инъекционные льды на низменностях Восточной Чукотки, на побережье залива Креста, Мечигменского залива, в Уэленской низине и на побережье Колочинской губы, в приморской части Нижне-Анадырской низменности, в бассейне р. Анадырь, в Чаунской низменности. Он выделяет многосезонные инъекционные и собственно инъекционные льды. И те, и другие образовались в субэаральных условиях при эпигенетическом промерзании сверху и с боков пород морского, ледниково-морского и аллювиального происхождения. В толщах промерзающих рыхлых пород возникали замкнутые системы, содержащие большое количество свободной воды, обладающей напором. Эта вода после замерзания формировала ледяное ядро, обладающее обычно пузырьчатой текстурой и содержащее большое количество воздушных включений. Лед, как правило, имеет равномернотермическую среднекристаллическую структуру, которая, судя по ее виду, не претерпевала заметного изменения за время своего существования.

Итак, главные отличительные морфологические черты пластовых льдов инъекционного происхождения – это следы напорного внедрения свободной воды, отсутствие регулярной слоистости, большое количество газовых и грунтовых включений неопределенной формы.

Погребенные наземные льды – это чаще всего погребенные остатки глетчеров. На севере Евразии эти льды приурочены к отложениям разно-

го возраста и почти всегда – к сравнительно узким полосам, окаймляющим горные районы (см. рис. 1). Одной из известных залежей погребенного ледника является „Ледяная гора” – ледяная залежь на правом берегу Енисея на широте Полярного круга близ пос. Ермаково [Карпов, 1986; Шполянская и др., 1987; Кузнецова, Карпов, 1989; Шполянская, 1991б]. Это крупное ледяное тело, обнажающееся в разрезе 40-метровой каргинской (III₃) террасы Енисея, имеющее мощность около 50 м и несколько сотен метров в поперечнике. Ледяное тело перекрыто мореноподобными валунными суглинками зырянского возраста (79 ± 20 тыс. лет назад, опр. О.А. Куликов – МГУ РТЛ-318). Залежь представлена монолитным прозрачным крупнокристаллическим льдом с размером кристалла от 10–20 до 50–60 см и более, неправильной формы и с чрезвычайно извилистыми границами. Ориентировка кристаллов хаотичная. В толще льда присутствуют серии трещин, заполненных оскольчатым суглинком, аналогичным перекрывающему лед валунному суглинку. Иногда это широкие (до 3 м) ледогрунтовые слои, представленные серией концентрически залегающих антиклинальных трещин (рис. 5, а). Текстурное и структурное строение ледяной залежи единообразно во всех ее частях. Оно в большой мере совпадает с мореносодержащим льдом ледников, описанных для многих районов, и свидетельствует в пользу гляциального происхождения залежи. Подобная текстура [Лаврушин, 1976] формируется путем затягивания пород ложа вдоль возникающих в ходе послондифференцированного движения ледника поверхностей среза, которые обычно наклонны по отношению к ложу и поднимаются косо вверх в толщу льда. Захваченный льдом моренный материал образует крупные складки. Это придает толще льда характерный текстурный облик – крупную блоковую слоистость, чередование слоев прозрачного льда и льда, содержащего грунтовые прослои (см. рис. 5, б). Такое строение характерно для краевых частей ледников. Ермаковская ледяная залежь, скорее всего, является погребенным собственной мореной остатком зырянского выводного ледника, спускавшегося в долину Енисея с гор Путорана, о чем свидетельствует трапповый состав обломков из валунного суглинка [Карпов, 1986].

Ледниковый генезис данной залежи подтверждается и кристаллической структурой льда. По В.В. Рогову [1996] именно погребенным глетчерным льдам свойственны перекристаллизация и укрупнение кристаллов льда по мере увеличения их возраста. Мы проследили возрастное изменение структуры льда от молодых погребенных ледников Туюксу на Тянь-Шане (примерно 2 тыс. лет назад) к древним в обнажении „Ледяная гора” (79 тыс. лет назад) [Шполянская и др., 1987]. В первом случае лед имеет среднекристалличес-



Рис. 5. Глетчерные льды. Фото Н.А. Шполянской.

а – погребенный глетчерный лед близ пос. Ермаково „Ледяная гора” (низовья Енисея). Видна блоковая текстура, образованная серией аркообразных грунтовых прослоев. б – ледник Городецкого (Тянь-Шань). Краевая часть выводного ледника. Полосчатость (блоковость) льда сходна с „Ледяной горой”. в – погребенный глетчерный лед айсберга (Ямал). Та же блоковая текстура.

кую структуру, кристаллы с четкими гранями изометрической формы, размером 1–4 см в диаметре. Кристаллы же „Ледяной горы” очень крупные,

50–60 см (нередко 80–90 см в поперечнике), неправильной формы с очень извилистыми границами.

Еще одна ледяная залежь в самых низовьях Енисея в пос. Иннокентьевское, исследованная Е.Г. Карповым [1986], по условиям залегания и строению похожа на Ермаковскую и, по-видимому, имеет одинаковое с ней глетчерное происхождение. Эта залежь представляет собой тоже крупное ледяное тело мощностью не менее 40 м, перекрытое темно-серой мореноподобной неслоистой льдонасыщенной супесью. В нем тоже имеются серии дугообразных трещин, заполненных грунтом. Эта залежь могла сформироваться выводными ледниками горно-долинного оледенения гор Быр-ранга.

Погребенные глетчеры отмечает Р.О. Галабала [1968] в западной Якутии на правом берегу Лены в ее береговых обрывах ниже устья р. Джаржана (примерно 69° с.ш.). Льды залегают в ледниковых отложениях. Это крупные (мощностью от 3 до 10 м) линзы слоистого льда, насыщенные валунами и галькой пород, принесенных с Верхоянских гор. Слоистость обусловлена чередованием прозрачного и мутного (загрязненного глинистыми частицами) льда. Захороненные льды приурочены к слоям, синхронным последней эпохе оледенения.

М.М. Корейша [1963] указывает на большое количество погребенных глетчерных льдов у концов современных ледников в хребте Сунтар-Хаята.

Погребенные льды описаны на Чукотке. С.Ю. Королев [1993] исследовал разрез в долине р. Амгуэмы. Возраст льдов автор оценивает как зырянско-сарганский (Ш_{2.4}), вмещающие отложения – как флювиогляциальные и моренные с обломочным материалом разной степени окатанности и с соответствующей ориентировкой обломков, рельеф – как ледниковый. По мнению автора, этот лед является остатком краевой части глетчера, спускавшегося с гор в долину Амгуэмы. А.Н. Котов [1998] исследовал пластовые залежи льда видимой мощностью 3–5 м в береговом обрыве долины р. Танюрер, левого притока р. Анадырь. Вмещающие залежь породы представлены темно-серыми неслоистыми валунными суглинками. Во льду отмечаются трещины, заполненные суглинком с включениями гальки. По мнению автора, эти льды – захороненные остатки ледников зырянского возраста (запределные радиоуглеродные датировки >36 120 и >42 980 лет).

В числе погребенных глетчерных льдов встречаются льды айсбергов. Одну такую залежь мы наблюдали на Ямале в районе оз. Вайваре-то во время экскурсии Международной конференции в Ямбурге 1989 г. (см. рис. 5, в) По текстурным особенностям (крупная блоковая слоистость) залежь соответствовала глетчерному льду. Но это была единичная залежь. Она резко отличалась от всех

виденных на Ямале и на Гыдане льдов и залегала в среднеплейстоценовых отложениях. По нашим наблюдениям, в среднеплейстоценовых отложениях Западной Сибири пластовые залежи практически не встречаются. В то же время, в холодный морской бассейн этой эпохи, сочетавшей покровное оледенение суши и трансгрессию моря, в большом количестве сбрасывались айсберги. Скорее всего, описываемая ледяная залежь – захороненный айсберг.

Среди погребенных льдов нередки озерные, речные и наледные льды. Например, Р.О. Галабала [1968] описывает выходы погребенных озерных льдов в пределах Средне-Сибирского плоскогорья. Лед неслоистый, прозрачный, с хорошо выраженной призматически-зернистой структурой. Залегают на озерных илах. С.Ю. Королев [1985] описывает погребенные речные льды в восточной части дельты р. Лена – на о. Сардах, в береговом обрыве протоки Мал. Туматская. Они имеют вид слоев небольшой мощности – 2; 0,15 и 0,1 м, вмержших в современные аллювиальные осадки дельты. Лед – игольчатой структуры, иногда прозрачный голубой, иногда белый с большим количеством воздушных пузырьков. П.А. Соловьев [1959] встретил погребенную современную наледь мощностью 0,7 м на Лено-Амгинском междуречье. Эту же залежь наблюдал Ф.Э. Арэ [1969]. П.Ф. Швецов и др. [1941] в Верхоянском хребте, хребте Тас-Хаяхта, в долине р. Селеннях (приток Индигирки) описывают гигантские погребенные наледи площадью в несколько гектаров каждая.

ВЫВОДЫ

Анализ характера залегания и распространения пластовых льдов четырех описанных выше типов позволяет сделать определенные выводы.

1. На основании анализа криогенного строения мерзлых толщ, содержащих пластовые ледяные залежи, характера и возраста вмещающих пород и морфологических черт (текстурных и структурных особенностей), пластовые льды разделены на четыре генетических типа: сингенетические субмаринные – тонкослоистая текстура седиментационного типа с пликвативными дислокациями; сингенетические прибрежно-морские – субгоризонтальная крупнослоистая текстура; эпигенетические инъекционные – текстура напорного внедрения свободной воды (отсутствие регулярной слоистости, газовые и грунтовые включения); погребенные наземные льды – крупноблоковая дислоцированная слоистость.

2. Выявлены определенные закономерности в распространении разных типов льдов в пределах Российской Субарктики. Льды, строение которых указывает на субмаринный и прибрежно-морской их генезис (первые два типа), встречаются только

в морских (ледово-морских) и прибрежно-морских отложениях. В континентальных отложениях льды такого строения отсутствуют.

3. Большая часть разрезом с пластовыми льдами субмаринного типа приурочена к казанцевским (микулинским) отложениям на севере Западной Сибири, в северо-восточной части европейской территории России и на Чукотке.

4. Реже субмаринные и прибрежно-морские льды залегают в каргинских отложениях (Ямал, Пай-Хой, дельта Лены, Чукотка).

5. В ряде случаев прибрежно-морские пластовые льды встречены в зырянских (ранневалдайских) отложениях Ямальского и Приуральского побережий Байдарцкой губы, а также на Чукотке.

6. В среднеплейстоценовых ледниково-морских отложениях (во всяком случае, в верхних обнажающихся частях толщ) пластовые льды встречаются редко. Описаны только на Чукотке О.М. Петровым [1966], при том, на контакте средне- и позднеплейстоценовых отложений.

7. В сартанских (поздневалдайских) отложениях пластовые льды субмаринного и прибрежно-морского генезиса не встречаются.

8. Погребенные глетчерные льды приурочены к отложениям ледниковых эпох позднего плейстоцена и встречаются преимущественно в горных районах.

9. Инъекционные льды формировались эпигенетически в субаэральных условиях в периоды континентального развития территории, главным образом, в холодную сартанскую эпоху и в период голоценового послеоптимумного похолодания. Встречаются преимущественно в районах с наиболее благоприятными гидрогеологическими условиями.

Работа выполнялась при финансовой поддержке фонда РФФИ, проект № 02-05-64263 и фонда INTAS, грант 01-2329

Литература

Аврамчик М.Н. Геоботаническая и пастбищная характеристика района р. Дудыпты // Тр. Арктического ин-та, 1937, т. 63, с. 37–48.

Александрова В.Д. Тундры правобережья р. Поицай // Там же, с. 55–63.

Алексеев В.Р. Парагенез наледей и подземных льдов // Материалы гляциол. исслед., М., 1989, № 65, с. 81–86.

Андреев Ю.Ф., Белорусова Ж.М. Связь криогенных форм рельефа с геолого-геоморфологическим строением Тазовского полуострова // Тр. Ин-та мерзлотоведения им. В.А. Обручева АН СССР, 1962, т. 19, с. 22–39.

Арз Ф.Э. Механизм развития и деградации наледи источников Улан-Тарын // Наледи Сибири. М., Наука, 1969, с. 79–88.

Атлас палеогеографических карт. Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое / Ред. М.И. Алексеев. Робертсон ГРУПП ПЛК – ГИН РАН, 1991.

Бадю Ю.Б., Трофимов В.Т., Васильчук Ю.К. Основные закономерности распространения и типы пластовых залежей подземного льда в северной части Западно-Сибирской плиты // Пластовые льды криолитозоны. Якутск, 1982, с. 13–24.

Баулин В.В., Белопухова Е.Б., Дубиков Г.И., Шмелев Л.Н. Геокриологические условия Западной Сибири. М., Наука, 1967, 178 с.

Белопухова Е.Б. Многолетние бугры пучения в бассейне р. Ярудей // Тр. Ин-та мерзлотоведения им. В.А. Обручева АН СССР, 1962, т. 19, с. 17–25.

Березин А.И. Геологические исследования по правобережью Хатангского залива // Тр. ГГУ ГУСМП, 1939, вып. 3, с. 21–42.

Великоцкий М.А. Дислокации и пластовые льды в четвертичных отложениях полуострова Ямал // Криогенные процессы. М., Изд-во МГУ, 1987, с. 48–60.

Галабала Р.О. О погребенных льдах в пределах Западной Якутии // Проблемы изучения четвертичного периода. Хабаровск, 1968, с. 9–10.

Гасанов Ш.Ш. Строение и формирование мерзлых пород Восточной Чукотки. М., Наука, 1969, 167 с.

Гасанов Ш.Ш. Криолитологический анализ. М., Наука, 1981, 193 с.

Гольдфарб Ю.И., Ежова А.Б. Ископаемые пластовые льды на п-ове Югорском // Вопрос развития и освоения мерзлых толщ. Якутск, 1990, с. 22–31.

Григорьев А.А. Геология, рельеф и почвы северо-западной части Лено-Алданского плато и Верхоянского хребта по данным экспедиции 1925 г. // Материалы Комиссии по изучению ЯАССР, вып. 4. Л., 1926, с. 15–26.

Григорьев А.А. Геоморфологический очерк Якутии // Якутия. М., Изд-во АН СССР, 1927, с. 13–71.

Григорьев А.А. Геоморфологический очерк центрального района ЯАССР // Тр. СОПС „Якутская АССР”, вып. 1. Геоморфология. М., Изд-во АН СССР, 1932, с. 31–49.

Громов В.В. Гидрографические работы в устье Енисея // Изв. РГО, 1924, т. 61, вып. 2, с. 12–21.

Данилов И.Д. Криогенно-диагенетические образования в осадках полярных морей // Литология и полезные ископаемые, 1989, № 3, с. 132–136.

Данилов И.Д., Булдович С.Н., Луковкин Д.С. Модель динамики теплообмена в породах Карского шельфа и палеошельфа в позднем плейстоцене–голоцене и субмаринный криолитогенез // Криосфера Земли, 1999, т. III, № 4, с. 54–60.

Дубиков Г.И. Парагенез пластовых льдов и мерзлых пород Западной Сибири // Пластовые льды криолитозоны. Якутск, 1982, с. 24–42.

Дубиков Г.И. Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. М., ГЕОС, 2002, 245 с.

Дубиков Г.И., Корейша М.М. Ископаемые инъекционные льды на полуострове Ямал // Изв. АН СССР, Сер. географ., 1964, № 5, с. 58–65.

Емельянцева Т.М. Геологические исследования в районе рек Хеты, Хатанги и Таймырского п-ова в 1935–36 гг. // Тр. ГГУ ГУСМП, 1939, вып. 3, с. 27–38.

Жигарев Л.А. Океаническая криолитозона. М., Изд-во МГУ, 1997, 318 с.

Каплинская Ф.А. Пластовые залежи подземных льдов в ледниковых отложениях на западном побережье п-ова Ямал у пос. Харасовой // Пластовые льды криолитозоны. Якутск, 1982, с. 71–80.

- Карпов Е.Г.** Подземные льды Енисейского севера. Новосибирск, Наука, 1986, 133 с.
- Климовский И.В., Мурзин Ю.А.** Подземные льды наледных полей горных районов Восточной Сибири // Взаимосвязь поверхностных и подземных вод мерзлой зоны. Якутск, Изд-во ИМ СО АН СССР, 1980, с. 51–60.
- Корейша М.М.** Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята. М., Изд-во АН СССР, 1963, 98 с.
- Корейша М.М.** Формирование инъекционного льда в русловых отложениях наледных участков долин рек в хребте Сунтар-Хаята // Материалы к науч.-технич. конф. по инженерной геологии. М., ПНИИИС, Госстрой СССР, 1969, с. 61–64.
- Корейша М.М., Хименков А.Н., Брыксина Г.С.** Пластовые комплексы подземных льдов в районе оз. Нейто (п-ов Ямал) // Пластовые льды криолитозоны. Якутск, 1982, с. 42–51.
- Королев С.Ю.** Погребенные льды в песчаных отложениях западной части р. Лены // Региональные и инженерные геокриологические исследования. Якутск, 1985, с. 74–80.
- Королев С.Ю.** Находка в долине р. Амгуэмы позднплейстоценового глетчерного льда (северная Чукотка) // Докл. РАН, Сер. геол., 1993, т. 329, № 2, с. 195–198.
- Котов А.Н.** Криолитогенные гряды в долине р. Танюрер // Криосфера Земли, 1998, т. II, № 4, с. 62–71.
- Котов А.Н.** Особенности залегания, состава и строения ледяных залежей пластового типа на северном побережье залива Онемен (Чукотка) // Материалы II конф. геокриол. России. М., Изд-во МГУ, 2001, с. 218–225.
- Котов А.Н., Шмакман В.Б., Маслов В.Я.** и др. Подземные льды и криоморфогенез // Путеводитель научной экскурсии в районе г. Анадыря. Магадан, 1991, 23 с.
- Кузнецова Т.П., Карпов Е.Г.** Условия формирования ледо-минерального комплекса Ледяной Горы. Якутск, Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1989, 171 с.
- Лаврушин Ю.А.** Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М., Наука, 1976, 213 с.
- Лазуков Г.И.** Плейстоцен территории СССР. М., Высш. шк., 1989, 320 с.
- Лаптев Х.П.** Записки Гидрографического департамента Морского министерства. Ч. 9, 1851, с. 8–58.
- Лейбман М.О., Васильев А.А., Рогов В.В., Ингольфсон О.** Исследование пластового льда Югорского полуострова кристаллографическими методами // Криосфера Земли, 2000, т. IV, № 2, с. 31–40.
- Маслов А.Д.** Криодиогенез в условиях субкавального осадконакопления // Проблемы геокриологии. М., Наука, 1988, с. 41–51.
- Мельников В.П., Спесивцев В.И.** Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск, Наука, 1995, 195 с.
- Мельников В.П., Федоров К.М., Вольф А.А., Спесивцев В.И.** Анализ возможного сценария образования придонных ледяных бугров на шельфе Печорского моря // Криосфера Земли, 1998, т. II, № 4, с. 51–57.
- Минаев А.Н.** Крупные гидролакколиты в Западно-Сибирской низменности // Многолетнемерзлые горные породы различных районов СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 17–25.
- Неизвестнов Я.В., Корвет Н.Г., Оберман Н.Г.** Инженерно-геологическая характеристика Пайхойско-Новоземельского региона // Инженерная геология СССР. Урал, Таймыр и Казахская складчатая страна. М., Недра, 1990, с. 37–56.
- Оберман Н.Г.** Особенности инженерно-геологических условий Пай-Хоя // Инженерные изыскания в строительстве. Реферативная информация. Вып. 12(65). М., Госстрой СССР, 1977, с. 17–19.
- Оберман Н.Г.** Льды четвертичных отложений и их связь с подземными водами Европейского Северо-Востока // Инженерная геология, 1985, № 5, с. 99–104.
- Оберман Н.Г.** Процессы и явления, сопутствующие наледообразованию на Северном Урале // Геокриологические исследования в горах СССР. Якутск, Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1989, с. 67–75.
- Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А.** и др. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М., ГЕОС, 1998, 187 с.
- Павлова Л.Г.** Соленость в условиях океанического перигляциала в Арктических морях // Морской перигляциал и оледенение Баренцево-Карского шельфа в плейстоцене. М., 1998, с. 84–87.
- Петров О.М.** Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова // Тр. ГИН АН СССР, вып. 155. М., Наука, 1966, 290 с.
- Пономарев В.М.** Инженерно-геологические условия соляного месторождения Бухты Кожевникова // Докл. на конф. Трест „Нордвикстрой”, ГУСМП, 1939 (фонды ПНИИИС), с. 11–13.
- Попов А.И.** О дислокациях и криолитогенезе в плейстоцене Северной Евразии // Вестн. МГУ, Сер. геогр., 1984, № 3, с. 3–9.
- Попов А.И.** О субмаринном типе криодиогенеза // Инженерная геология, 1991, № 6, с. 49–55.
- Рогов В.В.** Структурная классификация подземных льдов // Вестн. МГУ, Сер. геогр., 1996, № 3, с. 16–21.
- Рогожин В.В.** О рельефообразующей роли многолетней мерзлоты на северо-западе Средне-Сибирского плоскогорья // Материалы VIII Всесоюзного междудеятельного совещания по геокриологии. Вып. 6. Якутск, 1966, с. 51–52.
- Розенбаум Г.Э., Шполянская Н.А.** Позднекайнозойская история криолитозоны Арктики и тенденции ее будущего развития. М., Науч. мир, 2000, 103 с.
- Сакс В.П.** Некоторые данные о вечной мерзлоте в низовьях Енисея // Проблемы Арктики, 1940, № 1, с. 7–20.
- Северная Якутия. М., Изд-во АН СССР, 1962, 221 с.
- Соловьев П.А.** Булгуняхи Центральной Якутии // Исследования вечной мерзлоты в Якутской республике, вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1952, с. 35–44.
- Соловьев П.А.** Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. М., Изд-во АН СССР, 1959, 160 с.
- Спесивцев В.И.** Сингенетические пластовые льды в прибрежно-морских отложениях Байдарачкой губы // Материалы I конф. геокриол. России. Т. 1. М., Изд-во МГУ, 1996, с. 279–282.
- Стрелецкая И.Д.** Пластовые залежи льда, засоленные мерзлые грунты и криопэги Западного Ямала, их генетическая связь и взаимное положение в разрезе // Ледниковый литоморфогенез, палеогеография четвертичного периода, современные экзогенные процессы и их геоэкологические аспекты. (Тез. докл.). Рига, 1991, с. 57.
- Стрелецкая И.Д., Украинцева Н.Г., Дроздов И.Д.** Пластовые льды Арктики. Электронная база данных // Вестн. МГУ, Сер. геогр., 2002, № 3, с. 7–13.
- Стремяков А.Я.** Гигантский бугор пучения на севере Чукотского полуострова // Геокриологические условия Западной Сибири, Якутии и Чукотки. М., Наука, 1964, с. 11–23.

- Сулов С.П. К геоморфологии Норильских озер // Тр. Ин-та физической географии АН СССР, 1935, вып. 14, с. 50–65.
- Тарноградский В.Д. О происхождении пластовых залежей подземных льдов на Карском побережье п-ова Ямал // Пластовые льды криолитозоны. Якутск, 1982, с. 80–89.
- Трофимов В.Т., Бадю Ю.Б., Дубиков Г.И. Криогенное строение и льдистость многолетнемерзлых пород Западной Сибири. М., Изд-во МГУ, 1980, 246 с.
- Тумель Н.В., Шполянская Н.А. Криолитогенез плейстоценовых отложений в низовьях Енисея (на примере Селякина мыса) // Проблемы криолитологии, 1983, вып. 11, с. 116–136.
- Уваркин Ю.Т., Жукова А.И. Криогенные и посткриогенные образования // Геокриологические условия Печорского угольного бассейна. М., Наука, 1964, с. 84–95.
- Усов В.А. Пластовые подземные льды на Полярном Урале // Тез. докл. Всесоюз. совещ. по мерзлотоведению. М., Изд-во МГУ, 1970, с. 116–117.
- Фартышев А.И. Особенности прибрежно-шельфовой криолитозоны моря Лаптевых. Новосибирск, Наука, 1993, 135 с.
- Хименков А.Н., Брушков А.В. Океанический криолитогенез. М., Наука, 2003, 335 с.
- Хорн Р. Морская химия. М., Мир, 1972, 398 с.
- Чижов А.Б. Новые данные о строении мерзлых толщ Ботубинского алмазоносного района // Мерзлотные исследования, вып. VII. М., Изд-во МГУ, 1967, с. 155–158.
- Чирихин Ю.Д. Вечная мерзлота бассейна р. Индигирки // Тр. Комиссии по изучению вечной мерзлоты. Т. III. Л., 1934, с. 47–56.
- Швецов П.Ф., Седов В.П. Гигантские наледи и подземные воды хребта Тас-Хаяхта. М., Изд-во АН СССР, 1941, 153 с.
- Шишкина О.В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М., Наука, 1972, 228 с.
- Шполянская Н.А., Коклин В.Ф., Корзун А.В., Хлап В.Г. Ермаковская ледяная залежь на Енисее. Ее строение, возможный генезис // Криогенные процессы. М., Изд-во МГУ, 1987, с. 61–82.
- Шполянская Н.А. О возможности промерзания донных отложений в Арктических морях // Вестн. МГУ, Сер. геогр., 1989, № 5, с. 72–78.
- Шполянская Н.А. Субмаринный криолитогенез в Арктике // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения, вып. 71, М., 1991а, с. 65–70.
- Шполянская Н.А. Строение и генезис пластовых льдов Западной Сибири // Вестн. МГУ, Сер. геогр., 1991б, № 5, с. 73–83.
- Шполянская Н.А. Конвективная природа дислокаций в отложениях с пластовыми льдами на севере Западной Сибири // Геоэкология (инженерная геология, гидрогеология, геокриология), 1993, № 1, с. 94–103.
- Шполянская Н.А. Криогенное строение дислоцированных толщ с пластовыми льдами как показатель их генезиса (север Западной Сибири) // Криосфера Земли, 1999, т. III, № 4, с. 61–70.
- Shpolyanskaya N.A. Massive ground ice as a basis for paleogeographic reconstruction // Proc. of the 8th Intern. Conf. on Permafrost. Zurich, Switzerland, 2003, vol. 2, p. 1045–1050.

Поступила в редакцию
14 января 2004 г.