

Подземные льды и наледи

УДК 551.34 (551.1)

Подземные льды – показатель плейстоценовой истории Российской Арктики

© 2013 г. Н.А. Шполянская

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

nella@shpolyanskaya.msk.ru

Статья принята к печати 29 января 2013 г.

Вечная мерзлота, пластовые льды, плейстоцен, полигонально-жильные льды, субмаринная криолитозона.
Massive ground ice, permafrost, Pleistocene, polygonal wedge ice, submarine cryolithozone.

На основании анализа происхождения подземных залежных льдов рассмотрен вопрос о геологическом развитии Российской Арктики в четвертичный период. Предложена классификация пластовых льдов, содержащая два новых, выявленных автором генетических типа льдов – субмаринный и прибрежно-морской, для которых даётся новый механизм их образования. Установлена возможность формирования вечной мерзлоты с пластовыми льдами непосредственно в морских условиях. Выявлены существенные различия в геологическом развитии, в частности в трансгрессивно-регрессивном режиме, между западным и восточным секторами Арктики. Это ставит под сомнение ведущую роль гляциоэвстатических процессов в колебаниях уровня моря и выводит на первый план роль тектонических процессов.

На равнинах Российской Арктики и Субарктики широко распространены крупные залежи подземных льдов. Они различаются формой, условиями залегания, характером вмещающих отложений, макро- и микростроением, а также химическим составом, что обусловлено их генезисом. Подземный лёд, образовавшись однажды, сохраняет «память» о первоначальных условиях своего формирования. Поскольку время «жизни» подземных льдов соизмеримо с геологическим, залежи льда имеют высокую палеогеографическую информативность. Характерная особенность в размещении залежных льдов – достаточно чёткая приуроченность разных генетических типов к определённым районам или возрастным горизонтам. Именно поэтому закономерности распространения разных типов льдов отражают историю развития соответствующих районов. Цель данной работы – на основании исследования подземных залежных льдов показать, что в плейстоцене развитие западной и восточной частей Российской Арктики протекало по-разному. Кроме того, необходимо остановиться на некоторых общих вопросах, касающихся ведущих факторов, определявших палеогеографию этого региона.

Западный сектор

На равнинах Западной Сибири и северо-востока Европейской части России наиболее широко распространены *пластовые льды* (рис. 1). Это – собирательное название крупных неопределённой формы ледяных залежей, размером в десятки метров по вертикали и протяжённостью сотни метров. До настоящего времени их происхождение – предмет спора среди исследователей. Одни считают, что это – захороненные остатки покровных ледников, т.е. свидетели бывшего покровного оледенения, другие относят их к внутригрунтовым образованиям, доказывающим отсутствие покровного оледенения. В результате наших исследований установлена разнородность пластовых льдов, среди которых отмечаются и внутригрунтовые, и погребённые ледниковые льды. Мы выделяем четыре генетических типа пластовых льдов: *субмаринного генезиса; прибрежно-морского генезиса; инъекционные и погребённые наземные льды* [36, 39].

Субмаринные льды. Наиболее распространены льды, выделенные нами как льды, сформировавшиеся непосредственно на дне моря и названные субмаринными. Обычно они приурочены к дислоцированным морским отложениям, представлены

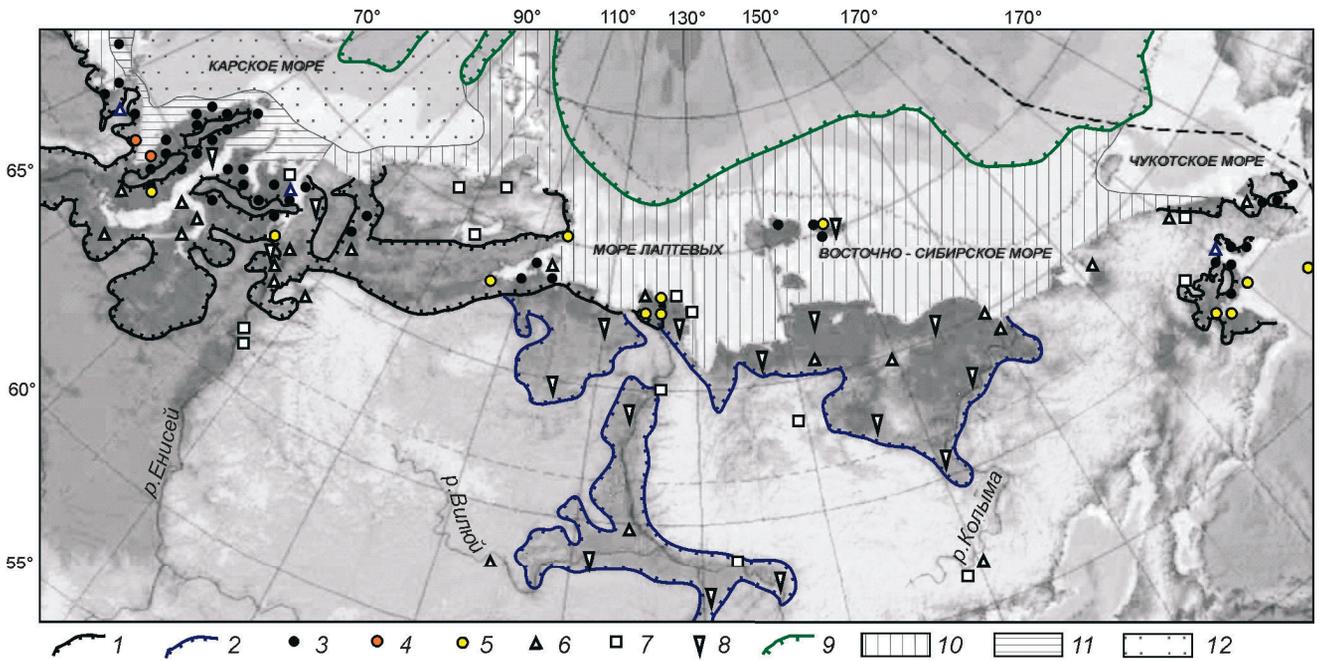


Рис. 1. Карта подземных залежных льдов (составлена И.Д. Стрелецкой и Н.А. Шполянской, шельф – по В.А. Соловьеву и С.И. Рокосу с добавлениями):

1 – границы позднеплейстоценовых морских равнин; 2 – границы плейстоценовых озёрно-аллювиальных равнин; 3–8 – крупные залежи подземных льдов разного генезиса: 3 – субмаринного, 4 – смешанного, 5 – прибрежно-морского, 6 – инъекционного, 7 – погребённые (первично наземные), 8 – полигонально-жильные льды; 9 – внешняя граница шельфа; 10–12 – криолитозона шельфа: 10 – вечномерзлые реликтовые породы с температурой $0 \div -2^\circ\text{C}$, мощностью до 200 м и более, 11 – современные вечномерзлые породы с температурой $0 \div -1,5^\circ\text{C}$, мощностью до 80–100 м, 12 – многолетнеохлаждённые породы с островами новообразующейся вечной мерзлоты, с температурой $0 \div -1,5^\circ\text{C}$, мощностью до 80–100 м

Fig. 1. Map of massive ground ice (by I.D. Streletskaia and N.A. Shpolyanskaya, the shelf area is adapted with modifications from V. A. Solovov and S. I. Rokos):

1 – Late Pleistocene marine plains boundaries; 2 – Pleistocene lacustrine-alluvial plains boundaries; 3–8 – large bodies of ground ice of different origin: 3 – submarine, 4 – mixed, 5 – coastal-marine, 6 – injected, 7 – buried (primarily surface), 8 – polygonal wedge ice; 9 – shelf outer boundary; 10–12 – shelf cryolithozone: 10 – relict permafrost with a temperature of $0 \div -2^\circ\text{C}$, up to 200 m thick and more, 11 – modern permafrost with a temperature of $0 \div -1.5^\circ\text{C}$, 80–100 m thick, 12 – perennially cryotic ground with newly forming permafrost islands with a temperature of $0 \div -1.5^\circ\text{C}$, 80–100 m thick

ледогрунтовыми образованиями и отличаются тонким сопряжённым переслаиванием грунтовых и ледяных слоёв нередко очень сложной конфигурации (рис. 2, а). Тектурная особенность таких образований – высокая взаимная согласованность тонких слоёв, наблюдаемая даже при очень сложной их конфигурации, – свидетельствует о субаквальном типе осадконакопления в относительно глубоководных условиях моря при одновременном (сингенетическом) накоплении и промерзании донных осадков. Микроструктура льда (см. рис. 2, б) также указывает на субмаринную среду формирования: тончайшие грунтовые прослои в виде взвеси вытянуты параллельно друг другу в направлении осадконакопления. Кристаллы с чёткими гранями росли в свободной водной среде и в дальнейшем не испытывали напряжений и перекристаллизации. Грунты засолены, химический состав отражает мор-

ской тип засоления (таблица); микрофаунистические и радиоуглеродные данные, результаты специального грануломинералогического анализа [40, 41] также указывают на морской генезис толщ (чередующее наложение друг на друга зёрен разного размера и разных минералов). Пластовые льды данного типа повсеместно подстилаются и перекрываются морскими осадками.

Возможность субаквального льдообразования в арктических морях была разработана нами ранее [35, 37]. Суть её состоит в следующем. Промерзание донных осадков зависит от соотношения их температуры и солёности. Имеющиеся материалы показывают, что температура дна моря меняется в пространстве в зависимости от его глубины. С увеличением глубины моря относительно береговой линии температура сначала повышается, а затем понижается и при глубине примерно 40–50 м

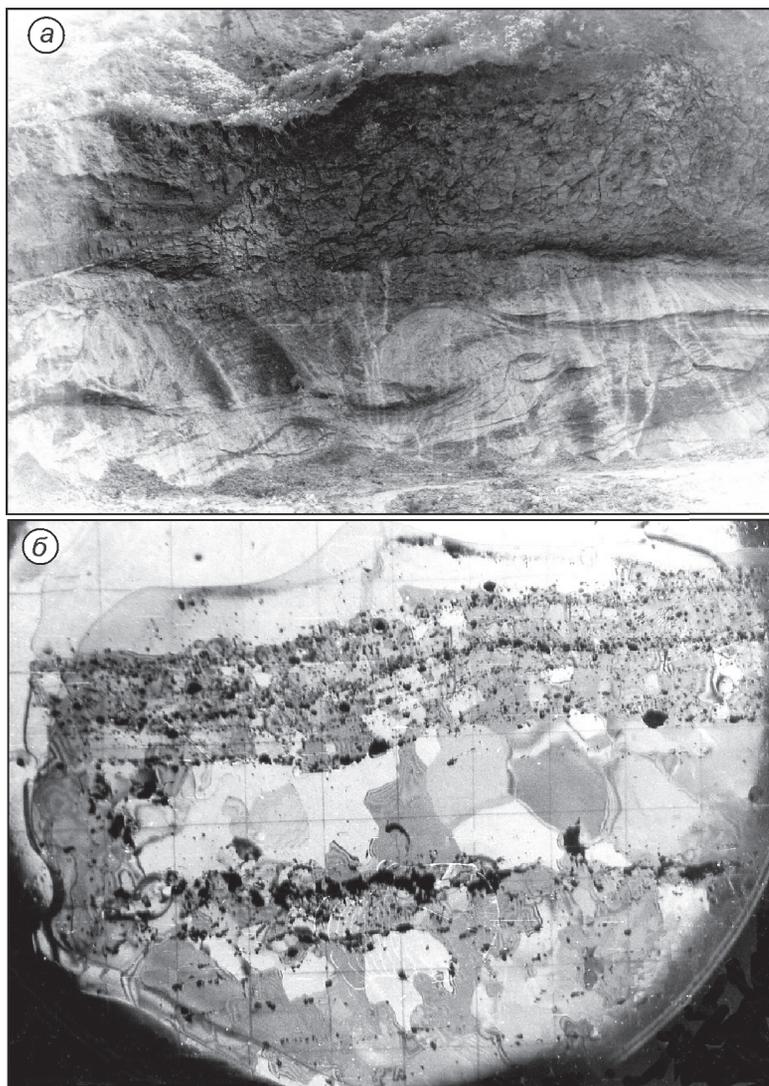


Рис. 2. Дислоцированный пластовый лёд субмаринного генезиса в разрезе «Тадибеяха» (Западный Гыдан) – а (фото Н.А. Шполянской) и микроструктура льда в разрезе «Тадибеяха» – б (фото В.Г. Хлапа)

Fig. 2. Dislocated massive ice body of submarine genesis in the «Tadibeyakha» section (Western Gydan) – а (photo by N.A. Shpolyanskaya), and ice microstructure in the «Tadibeyakha» section – б (photo by V.G. Khlap)

Результаты химического анализа поверхностных и атмосферных вод, расплавов из пластовых и текстурообразующих льдов, линз криопэга и поровых растворов, вмещающих лёд отложений в районе р. Се-Яха (Мутная), Ямал [28]*

Характеристика образца	Общая минерализация, мг/л	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺ +K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺
Атмосферные осадки (дождь) 29 августа 1988 г.	38	7/37,5	9/33,9	10/28,6	9/67,9	2/17,8	1/14,3
Снежник в районе 4 августа 1988 г.	83	7/18,8	13/24,1	39/57,1	19/73,2	3/12,5	2/14,3
Река Се-Яха (Мутная) 4 сентября 1990 г.	210	12/12,3	10/8	130/79,7	8/78,3	3/15,4	5/6,3
Поровые растворы глин, перекрывающих лёд:							
текстурообразующий лёд	189	96/86,8	8/5,5	15/7,7	65/91,0	4/6,4	1/2,6
2 м над пластом льда	40 792	22 958/93,8	1292/3,9	1000/2,3	15125/95,1	167/1,3	292/3,6
0,2 м над пластом льда	20 542	10 125/84,4	1583/9,9	1208/5,7	7375/94,8	125/1,7	125/3,5
Пластовый лёд	78	24/56,7	17/30,0	10/13,3	23/81,7	3/13,3	1/5,0
Криопэг под пластовым льдом	58 507	37 778/98,5	764/1,5	Her	9229/37,1	6733/31,1	4183/31,8
Поровые растворы песков, подстилающих пластовые льды	2 407	507/39,6	529/30,7	654/29,7	418/50,5	214/29,7	100/19,8
Морская вода	35 000	19350/90	2700/9	70/1	11 100/79	420/3	1300/18

*Содержание ионов: в числителе, мг/л, в знаменателе, мг-экв %.

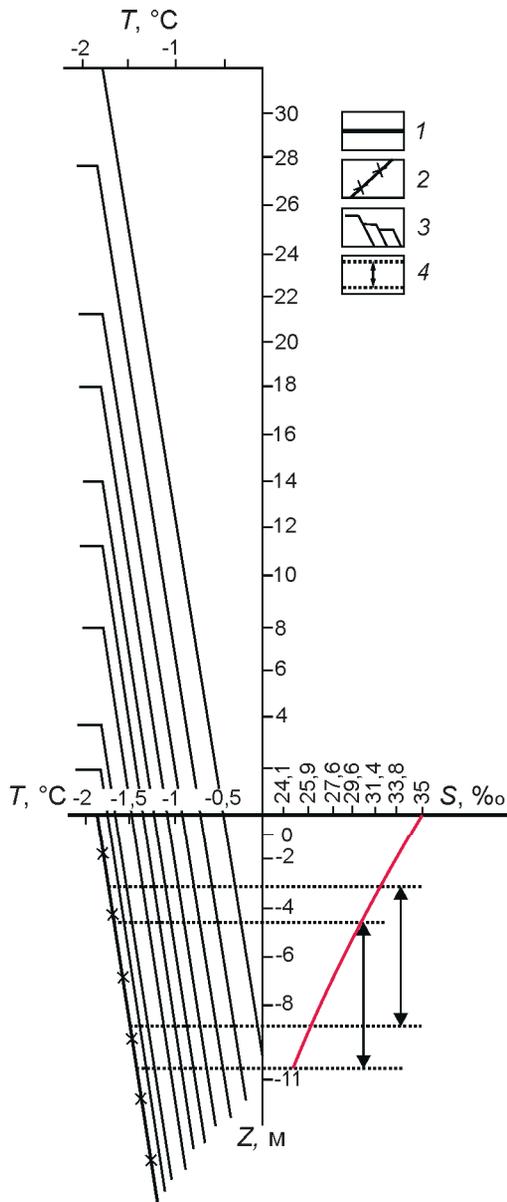


Рис. 3. Совмещённый график распределения по глубине (Z , м) температуры (T , °C) и солёности (S , ‰) донных осадков арктического шельфа. Составлен Н.А. Шполянско́й.

1 – поверхность дна моря; 2 – современная температура донных грунтов (вертикальный $\text{grad } T = 0,04 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{м}$); 3 – изменение температуры донных грунтов по мере накопления осадков и смещения вверх поверхности дна моря; 4 – интервал глубин, где солёность поровых растворов соответствует температуре их замерзания и происходит промерзание донных грунтов; по мере накопления осадков этот интервал тоже смещается вверх; изменение солёности с глубиной (красная линия) дано по [34]

Fig. 3. Combined graph of temperature (T , °C) and salinity (S , ‰) distribution with depth (Z , м) in the Arctic Shelf bottom sediments. Made up by N.A. Shpolyanskaya.

1 – seabed surface; 2 – recent temperature of bottom sediments (vertical gradient $T = 0.04 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$); 3 – variation in bottom sediments temperature with accumulation of deposits and up-shift of the seabed surface; 4 – depth interval with freezing bottom sediments; this interval also moves upward with accumulation of sediments; salinity change with depth (red line) is given according to [34]

достигает самых низких значений ($-1,6 \div -1,8 \text{ } ^\circ\text{C}$). При дальнейшем росте глубины моря температура дна не изменяется на обширных пространствах примерно до глубины 250 м. Это означает, что в пределах данных площадей есть потенциальные условия для промерзания донных грунтов. Солёность воды, высокая в верхних слоях донных грунтов и поэтому препятствующая их промерзанию, согласно многочисленным литературным данным, закономерно уменьшается от поверхности дна в глубь толщи осадков. Таким образом, на некоторой глубине от поверхности дна моря соотношение температуры и солёности грунтов создаёт возможность их промерзания (рис. 3). Здесь происходит кристаллизация порового раствора, но она возможна лишь в некотором интервале глубин, поскольку ниже него температура донных отложений повышается за счёт градиента, обусловленного геотермическим потоком тепла. По мере накопления осадков интервал, где выполняется условие для промерзания, смещается вверх. И снизу вверх нарастает мёрзлая слоистая льдистая толща.

При замерзании поровой воды кристаллы льда, образующиеся внутри данного интервала, разрастаются своими базисными плоскостями вдоль седиментационных слоёв и складок, в результате чего происходит сегрегационное разделение на грунтовые и ледяные прослои (формируется слоистая ледогрунтовая толща). Поэтому ледяные слои всегда сопряжены с грунтовыми при любой их конфигурации. Происходит и перераспределение солей. Растущие кристаллы льда выталкивают соли к своим внешним границам, поэтому лёд растёт пресный. Этот процесс протекает по-разному и зависит от литологического состава отложений. Если вмещающие породы глинистые, то соли ими адсорбируются; если вмещающие отложения песчаные, то соли не адсорбируются, а скапливаются в замкнутых линзах, где отмечается очень высокая минерализация. Так формируются криопэги – высокоминерализованные воды с отрицательной температурой. Фактический материал подтверждает этот механизм (см. таблицу и [37]). Из всего этого следует, что широко распространённые на морских равнинах дислоцированные отложения с пластовыми льдами формировались в периоды морских трансгрессий на древних шельфах в субмаринных условиях. Поскольку они встречаются в отложениях почти всех эпох неоплейстоцена – и ледниковых, и межледниковых, можно предположить, что и в настоящее время на шельфе формируется субмаринная криолитозона.

На западно-арктическом шельфе, как показывают имеющиеся материалы, существует вечная мерзлота, содержащая пластовые льды. Большинство исследователей считают её реликтовой, образовавшейся на суше во время поздневалдайской регрессии моря и затопленной затем в результате голоценовой трансгрессии. Однако фактические данные свидетельствуют о существовании на шельфе не только реликтовой, но и изначально субмаринной мерзлоты, которая подтверждает сделанные ранее выводы о субаквальном формировании пластовых льдов описанного типа [38].

Условия для субмаринного образования вечной мерзлоты есть во многих районах Баренцево-Карского шельфа, где на глубинах более 50 м отмечается температура дна моря $-1,5 \div -1,8$ °С, необходимая для промерзания донных грунтов. Вечно-мёрзлые донные породы встречены при глубине моря от 0 до 230 м [4]. При этом в разрезах отложенных глубоких участков моря присутствует большое количество льда (рис. 4, Л), иногда Kern состоит из него полностью [4, 15, 25, 29]. Вечно-мёрзлые грунты Баренцево-Карского шельфа входят в состав ниже-, средне- и верхнеоплейстоценовых комплексов осадочной толщи [29]. Отметим, что сам факт присутствия вечной мерзлоты при глубине моря от 0 до 230 м указывает на её разнородный характер. Согласно представлениям палеогеографов, максимальная регрессия моря в поздневалдайскую эпоху не превышала изобаты примерно 100 или 120 м. По материалам геологической съёмки Баренцево-Карского шельфа [7], изрезанность дна в пределах плоских вершин подводных поднятий и банок прослеживается лишь до 100–120 м. Глубже поверхность морского дна совершенно ровная, не подвергавшаяся ни эрозионным, ни экзарационным процессам. Из этого следует, что остаются ещё обширные пространства с глубиной моря от 100–120 до 230 м, где вечная мерзлота формировалась в субмаринных условиях. В ряде мест на глубоких участках (например, у Карских Ворот, на Русановской площади) исследователи отмечают современное новообразование вечной мерзлоты [4, 24, 25]. Следовательно, на шельфе, кроме реликтовых (обычно на мелководье), есть и изначально субмаринные мёрзлые породы (при глубине моря более 50 м).

На Баренцево-Карском шельфе льды по строению и условиям залегания в основном аналогичны описанным нами пластовым льдам на прибрежных равнинах [38]. Как и на равнинах, льды представляют собой ледогрунтовые тела, тонкопереслаиваю-

щиеся и дислоцированные (см. рис. 4, Л). Такое строение мёрзлых осадков шельфа соответствует изложенному механизму изначально субмаринного промерзания. Сама дислоцированность связана с тем, что осадкообразование часто сопровождается подводными оползневыми процессами и возникновением в донных переувлажнённых грунтах пликативных складок [21, 22]. На дне Баренцева моря в отложениях среднего и раннего плейстоцена широко развиты чётко выраженные дислокации [17], которые, по мнению исследователей, имеют криогенную природу, а не связаны с напорной деятельностью ледников. По А.И. Попову [21, 22], льдообразование активизируется процессом дислоцирования, поскольку в эти моменты возникают дополнительные напряжения в грунтах, вызывающие их тиксотропное разуплотнение и переход связанной воды в свободную, замерзающую при более высокой отрицательной температуре.

Однотипность пластовых льдов на шельфе и в прибрежных равнинах свидетельствует об одинаковом развитии этих территорий и показывает, что современные равнины севера Западной Сибири и северо-востока Европейской части России (а также прибрежные участки восточной части Чукотки – морские равнины), сложенные морскими отложениями, представляют собой морские равнины, т.е. древние шельфы, где протекали (и зафиксированы в строении отложений) те же процессы, что и сейчас на шельфе. Всё это позволяет сделать заключение, что равнины западного сектора Российской Арктики относятся к морским равнинам трансгрессивных эпох плейстоцена, т.е. это – древние шельфы и аналоги современного Арктического шельфа, и что большую часть плейстоцена север Западной Сибири и северо-восток Европейской части России развивались в трансгрессивном режиме. Это же указывает и на отсутствие здесь в это время покровного оледенения.

Прибрежно-морские льды. Эти льды формируются в краевых частях морского бассейна и встречаются в тех же районах, что и субмаринные льды. Они образуются на прибрежных участках суши, периодически заливаемых нагонными морскими водами, благодаря чему идёт постоянное накопление осадков. Ледяные пласты формируются в результате замерзания надмерзлотного водоносного горизонта, образующегося в основании сезонно-талого слоя (в том числе и за счёт нагонных вод). По мере накопления осадков подошва сезонно-талого слоя, а вместе с ним и надмерзлотный водоносный горизонт перемещаются вверх.

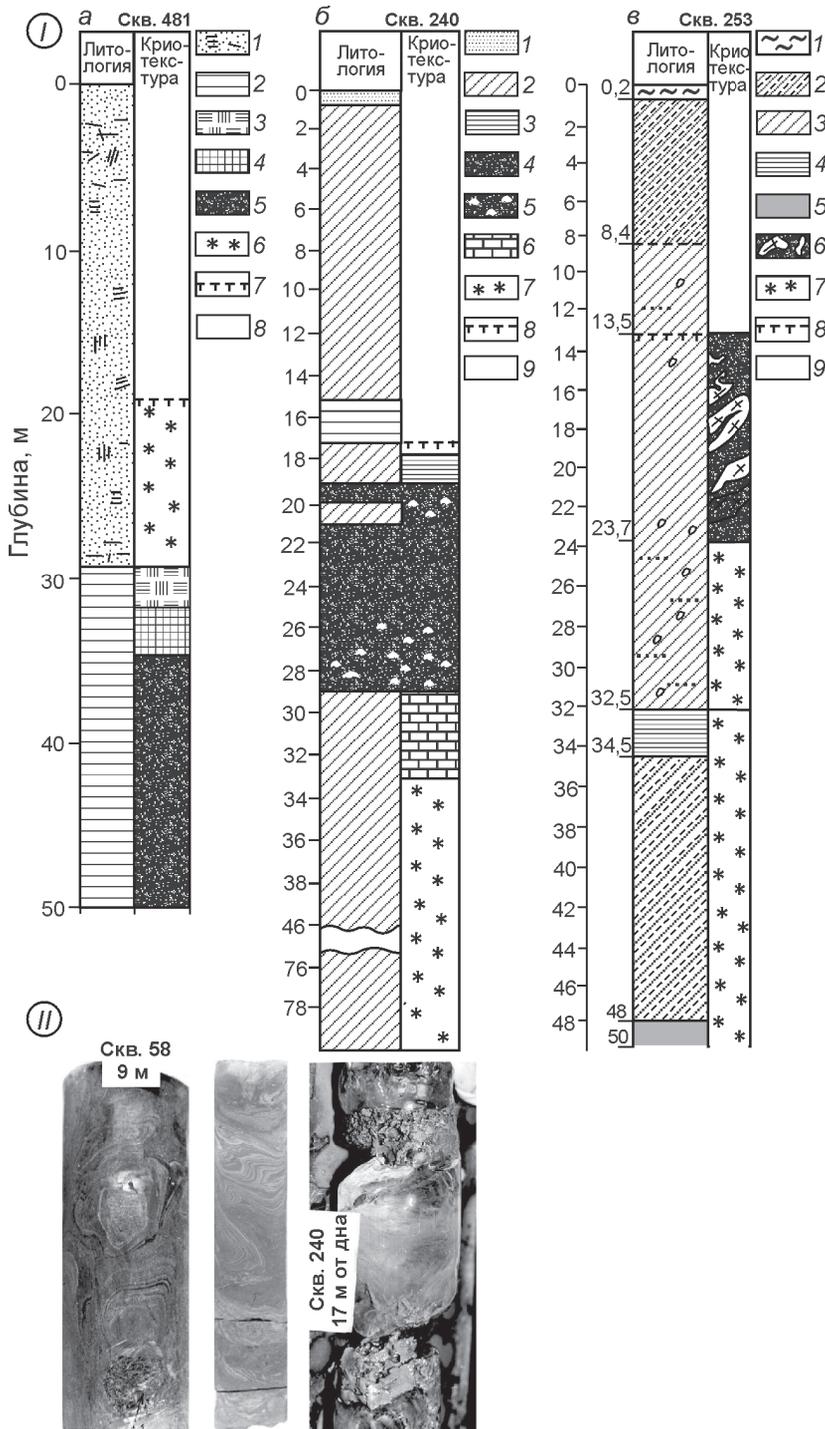


Рис. 4. Разрез донных отложений на Баренцево-Карском шельфе [15]:

I: *а* – скв. 481 в районе пролива Карские Ворота (глубина моря 65 м): 1 – песок с включением органики; 2 – глина; 3–6 – криогенная текстура: 3 – горизонтально-слоистая, 4 – дислоцированная субвертикальная крупношлировая, 5 – атакситовая (пластовый лёд), 6 – массивная; 7 – кровля вечномерзлых пород; 8 – отрицательно температурные осадки; *б* – скв. 240 в Байдаратской губе (глубина моря 13–14 м): 1 – песок; 2 – суглинок; 3 – глина; 4–7 – криогенная текстура: 4 – пластовый лёд, 5 – атакситовая, 6 – сетчатая, 7 – массивная; 8 – кровля вечномерзлых пород; 9 – отрицательно температурные осадки; *в* – скв. 253 в Карском море на Русановской площади (глубина моря 130 м): 1 – ил; 2 – ритмичное переслаивание песка, супеси и суглинка; 3 – суглинок; 4 – глина; 5 – аргиллитоподобная твёрдая глина; 6 – пластовый лёд; 7 – массивная криогенная текстура; 8 – кровля вечной мерзлоты; 9 – отрицательно температурные осадки;

II: подземный лёд в дислоцированных донных отложениях Баренцево-Карского шельфа [4, 15]

Fig. 4. Bottom sediments section on the Barents-Kara Shelf [15]:

I: *a* – borehole 481 in the Kara Strait area (sea depth is 65 m): 1 – sand with organic material inclusion; 2 – clay; 3–6 cryogenic structure: 3 – horizontally layered, 4 – dislocated subvertical large-schlieren, 5 – ataxite, 6 – massive; 7 – permafrost table; 8 – cryotic sediments; *б* – borehole 240 in the Baydaratskaya Bay (sea depth is 13–14 m): 1 – sand; 2 – clayey silty loam; 3 – clay; 4–7 cryogenic structure: 4 – sheet ice; 5 – ataxite; 6 – reticulate; 7 – massive; 8 – permafrost table; 9 – cryotic sediments; *в* – borehole 253 in the Kara Sea on the Rusanovskaya area (sea depth is 130 m): 1 – silt; 2 – rhythmical interbedding of sand; sandy silty loam and clayey silty loam; 3 – clay silty loam; 4 – clay; 5 – argillite-like firm clay; 6 – massive ice; 7 – massive cryogenic structure; 8 – permafrost table; 9 – cryotic sediments;

II: ground ice in the Barents–Kara Shelf dislocated bottom sediments [4, 15]

Так сингенетически, снизу вверх нарастает ритмично-слоистая ледяная толща. Она представлена малодислоцированными и более толстыми субгоризонтальными слоями льда и грунта. Подобные льды исследованы в низовьях Енисея, на Западном Ямале и Югорском полуострове [30, 39].

Льды субмаринного и прибрежно-морского генезиса. Встречаются только в пределах низменных

арктических равнин западной части Российского Севера. Вмещающие льды отложения – морские (ледово-морские) и прибрежно-морские. Наличие описываемых льдов подтверждает взгляды ряда исследователей Западной Сибири [8, 14, 20, 43] на эти равнины как морские. Наиболее часто такие льды встречаются в казанцевских отложениях. Следовательно, образование их проходило заведомо в

отсутствие оледенения, в период общепризнанной трансгрессии, и они не относятся к захороненным остаткам ледниковых покровов. Их формирование должно было протекать в морском бассейне, глубиной не менее 50 м, что подтверждает существование в эту эпоху морского бассейна.

На Западном Ямале, Ямальском и Приуральском побережьях Байдарацкой губы, а также на Таймыре, в пределах Северо-Сибирской низменности, такие льды развиты и в зырянских отложениях, и в перекрывающих их каргинских слоях [39], что указывает на сохранявшийся в эти эпохи в данном районе морской режим и отсутствие ледникового покрова. Здесь же встречаются пластовые льды смешанного генезиса (см. рис. 1), когда разные части пласта или два пласта в одном разрезе относятся к двум разным типам — субмаринному и прибрежно-морскому. Строение льда и вмещающих отложений, например описанных в работах [15, 39], свидетельствует о формировании ледяного пласта в условиях меняющейся глубины трансгрессирующего моря от конца зырянской эпохи к каргинской.

В среднем неоплейстоцене на севере Западной Сибири и северо-востоке Европейской территории России также существовал обширный морской бассейн [8, 14, 20] и была развита субмаринная криолитозона. Однако крупных залежей пластовых льдов в средненеоплейстоценовых отложениях практически не встречено. Здесь установлены лишь разрезы (например, мыс Салемал в низовьях р. Обь) с характерной сингенетической криогенной текстурой — равномерной ледяной слоистостью и решёткой [12], что указывает на субаквальный режим накопления осадков и наличие субмаринной криолитозоны в это время. Скорее всего, в глубоком морском бассейне в этот период происходило слишком быстрое диагенетическое уплотнение и обезвоживание тонкодисперсного осадка и пласты льда не формировались. Отсутствие пластовых льдов показывает, что в эпоху среднего неоплейстоцена не существовало и покровного оледенения, остатки которого неизбежно были бы захоронены в столь мощной толще отложений. Отсутствие оледенения в районах Больше- и Малоземельской тундр утверждается и в работе [18]. Таким образом, можно сделать вывод, что во все эпохи плейстоцена, кроме сартанской эпохи, в регионе существовал морской или прибрежно-морской режим. Это подтверждает мнение А.И. Попова [20] и И.Д. Данилова [8] для Западной Сибири и северо-востока Европейской территории России о едином трансгрессивно-

регрессивном цикле, когда максимальная трансгрессия имела место в среднем плейстоцене, а затем постепенная регрессия привела к континентальному режиму в сартанскую эпоху.

Инъекционные льды встречаются во всех районах, где есть благоприятные гидрогеологические условия для их питания: места разгрузки напорных подземных вод; замкнутые котловины, в которых при промерзании подошёрных таликов возникает гидростатический напор, который приводит к внедрению воды в вышележащие грунты и формированию инъекционных ледяных тел либо в виде ядер бугров пучения, либо в виде пластов. Подробно они описаны в работе [39]. Такие льды широко распространены в пределах криолитозоны всей Российской Арктики (см. рис. 1). Их строение заметно отличается от ранее описанных льдов: неравномерные сдвиги слоёв льда и грунта свидетельствуют о напорном внедрении воды. Льды формируются эпигенетически, в периоды континентального развития территории. В Западной Сибири и Большеземельской тундре они встречаются преимущественно в сартанских отложениях. Их присутствие исключает существование ледникового покрова в сартанскую эпоху.

Погребённые ледниковые льды — один из типов пластовых льдов (подробно описаны в работах [39, 41]). По своему строению они резко отличаются от всех описанных нами льдов: для них характерна крупноблоковая складчатость, сформированная чередующимися толстыми слоями льда и уплотнённого грунта (рис. 5). Микростроение этого льда отличается от субмаринных льдов: слоистость в расположении кристаллов отсутствует. Их химический состав — гидрокарбонатный [41]. Другой и грануломинералогический состав: отсутствует сортировка грунта, нет черепичного наложения зёрён разного размера [41]. Погребённые ледниковые льды распространены в пределах всей Российской Арктики, но в основном встречаются в горных районах и предгорьях (см. рис. 1).

Помимо пластовых льдов, четыре группы которых рассмотрены выше, на севере Западной Сибири имеют место *полигонально-жилые льды*, которые ни по форме, ни по условиям залегания не являются пластовыми льдами, а образуют самостоятельную генетическую группу. Это — жилы льда, имеющие в разрезе клино- или столбообразную форму, а в плане образующие полигональную систему. Формируются только в континентальных условиях, как правило, на периодически заливаемых поверхностях. Основ-

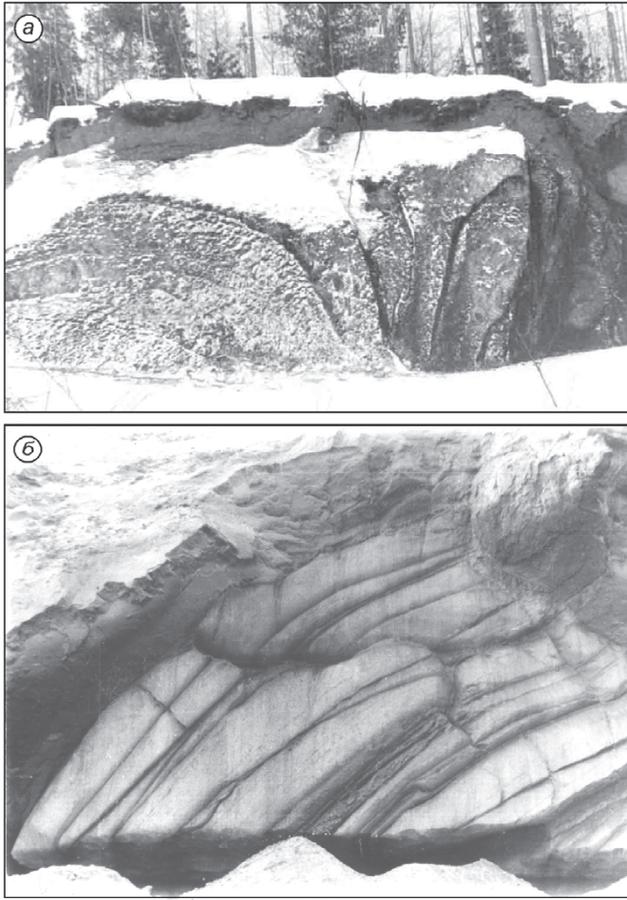


Рис. 5. Погребённый ледниковый лед:
a – ледяная залежь «Ледяная Гора» (правый берег р. Енисей на широте Полярного круга); *б* – погребённый айсберг (юг Гыдана)
Fig. 5. Buried glacier ice:
a – the ice body «Ice Mountain» (the right bank of the Yenisei River at the latitude of the Arctic Circle); *b* – buried iceberg (Gydan's South)

ные условия образования ледяных жил – наличие полигональной системы трещин в результате многократного морозобойного растрескивания поверхности грунтов и последующее проникновение и замерзание воды в возникших трещинах. Они могут формироваться либо эпигенетически, либо сингенетически вместе с накапливаемым осадком снизу вверх преимущественно в условиях озёрно-аллювиального или лагунного осадконакопления и в склоновых отложениях. Для морозобойного трещинообразования требуются исключительно большие температурные градиенты в грунтах, поэтому под ледником оно не происходит. Присутствие таких льдов в отложениях свидетельствует, что во время их формирования ледниковый покров и трансгрессия моря отсутствовали. На севере Западной Сибири полигонально-жильные льды развиты главным образом в сартанских отло-

жениях, а в восточных частях Ямала и Гыдана – в сартанских и подстилающих их каргинских отложениях. В пределах Центрального Ямала эти льды встречаются и в зырянских отложениях (см. рис. 1). Здесь следует обратить внимание на следующее: в западной части Ямала и Гыдана в зырянских и каргинских отложениях присутствуют субмаринные и прибрежно-морские льды, что указывает на существование в эти эпохи морского режима, а в центральных и восточных частях Ямала и Гыдана в этих же отложениях развиты полигонально-жильные льды, свидетельствующие о континентальных условиях.

Восточный сектор

На равнинах Восточной Сибири, в отличие от западного сектора, залежные льды представлены почти везде полигонально-жильными льдами (рис. 6), образующими ледовый комплекс. Материалы исследований показывают, что, в отличие от западного сектора, восточный сектор в течение всего плейстоцена развивался в континентальных условиях.

Полигонально-жильные льды наиболее широко распространены в пределах Яно-Индибирской, Колымской и Центрально-Якутской низменностей, а также на Новосибирских островах (см. рис. 1). Здесь, в отличие от западного сектора, вмещающие льды отложения относятся к континентальным – аллювиальным, аласным, склоновым и лагунным. Плиоценовые отложения приморских низменностей представлены континентальными озёрно-аллювиальными, аллювиальными и озёрно-болотными, а нередко и склоновыми образованиями. Отложения олерской свиты (эоплейстоцен – ранний неоплейстоцен) содержат псевдоморфозы по полигонально-жильным льдам [2, 16]. На побережье пролива Дмитрия Лаптева и на о. Бол. Ляховский возраст толщи с полигонально-жильными льдами, согласно $^{230}\text{Th}/\text{U}$ [42], – средне-неоплейстоценовый – 200–180 тыс. л.н. Здесь В.Е. Тумским [31] установлено три разновозрастных ледовых комплекса: 1) нижний, относящийся к юагирской свите (начало среднего плейстоцена, 240–180 тыс. л.н.), вскрыт на южном берегу о. Бол. Ляховский и на северном берегу п-ова Святой Нос; 2) выше с перерывом залегает ледовый комплекс кучугуйской свиты (самые верхи среднего неоплейстоцена); 3) непосредственно над ним залегает ледовый комплекс быччигыйской свиты (начало позднего неоплейстоцена, 127 тыс. л.н.). Выше этих казанцевских отложений весь поздний нео-

плейстоцен — континентальный и представлен ледовым комплексом [1, 31].

Пластовые льды в Восточной Сибири развиты на равнинах. Это — инъекционные льды, образующие ядра крупных бугров пучения (булгунняхов), и погребённые остатки ледников в горах и предгорьях (см. рис. 1). Неоднократные изменения климата на протяжении плейстоцена, особенно в эпохи потеплений, приводили к термокарстовой переработке ледового комплекса и образованию крупных заозёрных котловин — аласов. Накопление осадков и новое их промерзание в аласах способствовали формированию нового ледового комплекса и одновременно возникновению крупных бугров пучения с инъекционными льдами. Горно-долинное оледенение в горах Восточной Сибири формировало именно погребённые льды. Образование двух этих типов пластовых льдов должно было проходить в континентальных условиях, что и подтверждает длительный континентальный режим региона.

Однако в последние годы в северной части Новосибирских островов (о. Фаддеевский, о. Новая Сибирь, о. Котельный и прилегающие северные острова архипелага) группой исследователей (М.А. Анисимов, А.Э. Басилян, П.А. Никольский, В.Е. Тумской и др.) в средне-неоплейстоценовых отложениях были обнаружены пластовые льды, которые в других частях восточного сектора не встречаются. Они описаны в работе В.Е. Тумского [31] и показаны на рис. 1. Это — крупные пласты льда (максимально изученная мощность до 35 м) со следами пликативных и разрывных нарушений, амплитуда которых достигает нескольких метров. Во льду встречаются плохо окатанные базальтовые эрратические валуны, размером до 1,5–2 м; значение $\delta^{18}\text{O}$ колеблется от $-28,45$ до $-33,3$ ‰. На тех участках, где вскрывается подошва пластовых залежей льда, в их основании повсеместно присутствуют горизонт мореносодержащего (базального) льда, имеющего иное строение, и включения минерального материала. На основании полученных материалов данная группа исследователей считает эти льды остатками локального покровного оледенения, существовавшего здесь в среднем неоплейстоцене.

Однако ряд фактов заставляет усомниться в столь однозначном выводе. Так, важная особенность залегания описанных льдов, как утверждают все авторы, — морское происхождение отложений, вмещающих ледяную залежь: льды повсеместно перекрываются и подстилаются морскими отложе-



Рис. 6. Полигонально-жильный лёд. Низовья р. Колымы
Fig. 6. Polygonal-wedge ice. The lower reaches of the Kolyma River

ниями. Это — труднообъяснимый факт, ставящий под сомнение ледниковый генезис залежи. Попытка объяснить его есть в работе В.Е. Тумского [31] и сводится к следующему. Ледниковый щит, мощностью в первые сотни метров, занимающий площадь 150–200 тыс. км², способствовал развитию гляциоизостатических движений в пределах его распространения, что приводило к возникновению гляциоизостатических трансгрессий и регрессий на северо-востоке Новосибирских островов и формированию комплекса морских отложений, к которым относятся образования канарчакской толщи, состоящей из двух подцвет — верхней и нижней, разделённых горизонтом с пластовыми льдами. Однако трудно представить, что небольшой ледниковый щит, мощностью в первые сотни метров (100–300 м), мог оказать заметное гляциоизостатическое давление. Кроме того, он должен был существовать не более первых десятков тысяч лет. Например, Гренландский ледник, мощностью

3000 м, за время своего существования в течение нескольких миллионов лет не повлиял на уровень окружающего моря: высота поверхности ледника над уровнем моря составляет 3000 м (это отражают изогипсы на картах Гренландии), что совпадает с толщиной льда, равной 3000 м. Следовательно, подошва щита лежит на уровне моря (гляциоизостатической трансгрессии нет). В Антарктиде мощность ледника составляет 4000 м и более и существует он много миллионов лет, а «продавленность» суши под ним не слишком велика.

Помимо общих соображений, имеются детальные геохимические исследования этих льдов, в частности пластовой залежи на о. Новая Сибирь, которые отвергают ледниковый генезис залежи. В.В. Иванова [10] выделяет здесь два основных класса льдов: гидрокарбонатно- и хлоридно-натриевые. К первым она относит жильные льды, ко вторым — пластовые. Источником жильных льдов служили поверхностные пресные воды, а пластовых льдов — морская вода. В.В. Иванова провела исследования содержания во льдах и в природных водах района редкоземельных элементов. Спектры последних устанавливались по двум критериям — величинам цериевой и европиевой аномалий. Результаты показали, что основное свойство морской воды — отрицательные цериевая и европиева аномалии — проявляется в подземных пластовых льдах. Ни речная вода, ни снег, характеризующиеся положительной цериевой аномалией, не могли быть источником влаги при льдообразовании. Автор делает вывод, что по этому признаку морскую воду можно рассматривать как источник влаги при формировании пластового льда. Результаты исследования изотопного состава, по словам автора, подтверждают сделанные ей выводы. Он резко отличается от состава атмосферного генезиса. Окончательный вывод В.В. Ивановой — пластовая залежь имеет не атмосферное происхождение, а относится к внутригрунтовым сингенетическим образованиям. Согласно её мнению, приуроченность залежи к участку приморской низменности, подвергавшейся морским трансгрессиям, и особенности состава и строения вмещающих отложений указывают на определённую роль динамики морского бассейна в формировании залежи.

Такое утверждение не противоречит современным представлениям о палеогеографии района. Трансгрессия морского бассейна в среднем неоплейстоцене на Восточном Арктическом шельфе, по материалам ряда исследователей, действительно

но была. Правда, трансгрессия практически не выходила за пределы шельфа: были затоплены значительные краевые части ряда островов Новосибирского архипелага и лишь узкая прибрежная полоса материковой суши, примерно от устья Лены до Чаунской губы [1]. Российско-германские исследования последних лет подтвердили этот вывод. В устье р. Лена установлена узкая морская терраса, имеющая возраст 138 тыс. лет [3]. В таких условиях могли формироваться льды по типу изначально субмаринных, аналогичных льдам Баренцево-Карского шельфа. На это в определённой степени указывают пликвативные складки и тонкие минеральные прослойки во льду. Ситуация могла развиваться следующим образом. В настоящее время глубина Восточно-Арктического шельфа невелика, поэтому современное субмаринное льдообразование, с точки зрения механизма, рассматриваемого нами, здесь невозможно. С северо-восточной стороны Новосибирских островов и в районе о-вов Де-Лонга (где обнаружены пластовые льды) глубина несколько больше и составляет 35–40 м. Этой глубины тоже недостаточно для современного субмаринного льдообразования. В средненеоплейстоценовую трансгрессию глубина моря должна была превышать 50 м и субмаринное льдообразование могло происходить. Поэтому не исключено, что описанные ледяные залежи формировались в субмаринных условиях. Пространственная изолированность и сравнительно небольшая площадь этих залежей больше отвечают условиям локального участка глубокого моря, чем существованию ледникового щита, который, по определению, должен быть значительным по площади. В заключение отметим, что этот локальный участок не отменяет общие представления о континентальном развитии Восточной Сибири в плейстоцене.

Подземные льды на Восточно-Арктическом шельфе. Криолитозона восточного сектора арктического шельфа в отличие от западного, представлена реликтовой вечной мерзлотой (см. рис. 1 и 7). Здесь прослеживается затопленный послеледниковой трансгрессией древний ледовый комплекс [23, 26]. Время начала формирования на шельфе ледового комплекса в литературе дискутируется. Так, Н.Н. Романовский и др. [26] считают, что регрессия моря в пределах изобат 0–20 м началась примерно 100 тыс. л.н., т.е. в зырянское время. Позже П.В. Рекант и др. [23] сейсмическими методами установили, что затопленный ледовый комплекс на юге моря Лаптевых имеет каргинско-сар-

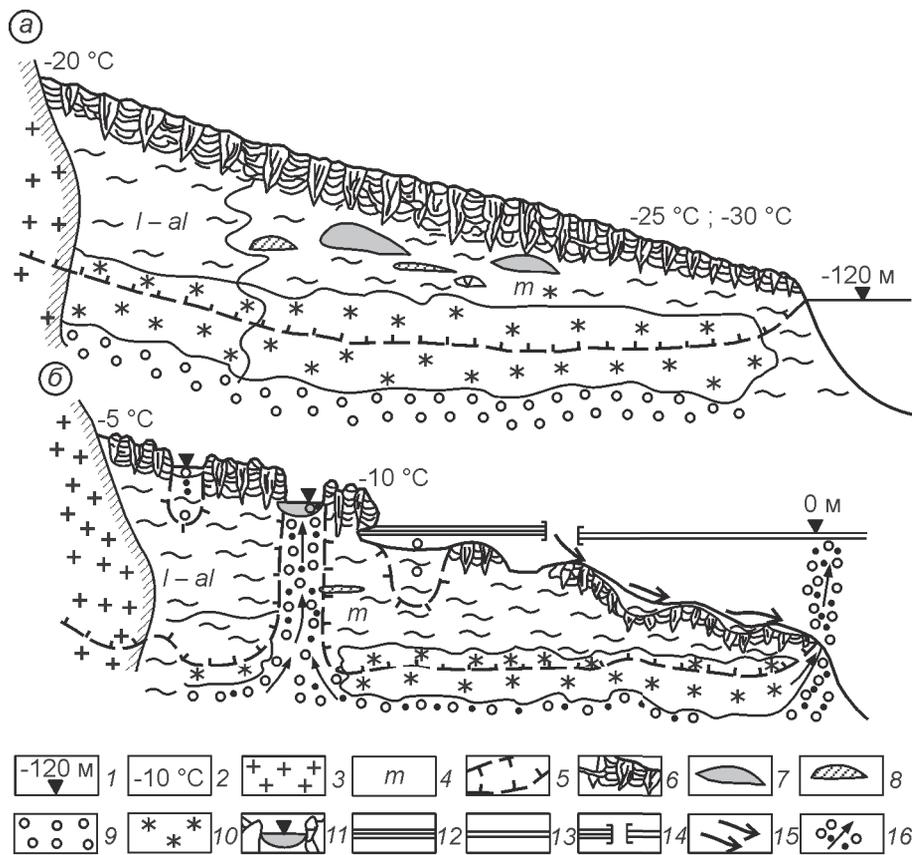


Рис. 7. Строение шельфа моря Лаптевых [26]:

a – 20–18 тыс. л.н.; *b* – настоящее время; 1 – уровень моря по отношению к современному; 2 – среднегодовая температура пород; 3 – коренные породы; 4 – индекс генезиса четвертичных отложений; 5 – граница мёрзлых пород; 6 – ледовый комплекс; 7 – пластовый лёд; 8 – линзы криопеггов; 9 – отложения, содержащие свободный газ; 10 – отложения с газогидратами; 11 – термокарстовое озеро; 12 – припайный лёд; 13 – молодой лёд; 14 – полынья; 15 – холодные рассолы; 16 – потоки парниковых газов

Fig. 7. The Laptev Sea shelf structure [26]:

a – 20 000–18 000 years ago; *b* – present time; 1 – sea level relative to modern one; 2 – average annual temperature of rock; 3 – solid rock; 4 – the Quaternary deposits genesis index; 5 – permafrost boundary; 6 – ice complex; 7 – massive ice; 8 – cryopeg lenses; 9 – deposits containing free gas; 10 – deposits with gas hydrates; 11 – thermokarst lake; 12 – fast ice; 13 – young ice; 14 – open lead; 15 – cold salt brine; 16 – greenhouse gases stream

танский возраст. Это совпадает с результатами исследований последних лет [3], согласно которым в обнажении на мысе Ойогосский Яр (материковый берег пролива Дмитрия Лаптева) встречены морские осадки с возрастом 79 тыс. л.н. К этому времени авторы [3] относят образование массива островов в море Лаптевых, но одновременно отмечают, что 46 тыс. л.н. уровень каргинского моря был ещё достаточно высок. Это означает, что положение береговой линии в зырянское время практически не отличалось от современного и регрессия моря проявилась в основном в сартанское время. Таким образом, если западный сектор Арктики развивался в плейстоцене преимущественно в трансгрессивном морском режиме, то восточный сектор формировался в континентальном режиме в условиях постоянно сурового климата и в отсутствие ледникового покрова.

Обсуждение материала и основные выводы

Если сопоставить весь изложенный материал, то можно сделать ряд выводов относительно развития Российской Арктики в плейстоцене.

1. Характер распространения и залегания всех описанных генетических типов залежных льдов

указывает на отсутствие в плейстоцене на равнинах Российского Севера покровных оледенений, скорее всего, к востоку от п-ова Канин. Только в горных районах имело место горно-долинное или сетчатое оледенение.

2. Западный и восточный секторы Арктики и Субарктики развивались в плейстоцене по-разному. Равнины западного сектора практически во все этапы плейстоцена (за исключением сартанского времени) формировались в условиях преимущественно морского осадконакопления, а равнины восточного сектора – в условиях континентального, преимущественно озёрно-аллювиального и лагунного осадконакопления. Только регрессия в сартанскую эпоху и голоценовая трансгрессия проходили синхронно.

3. Не прослеживается признаваемая ныне синхронность событий «ледниковый период – регрессия моря», «межледниковый период – трансгрессия моря». В среднем плейстоцене, в холодную эпоху максимального оледенения, в Западной Сибири существовал обширный морской бассейн, и характер подземных пластовых льдов подтверждает это. В Восточной Сибири в это время тоже имела место трансгрессия моря, хотя и весьма

ограниченная, практически не выходящая за пределы шельфа.

В казанцевскую межледниковую эпоху в Западной Сибири была общепризнанная трансгрессия моря, а в Восточной Сибири был континентальный режим и формировался ледовый комплекс. Судя по характеру льдов, в западных районах Ямала и Гыдана морской режим сохранялся и в ледниковую зырянскую, и в межледниковую каргинскую эпохи. А в Восточной Сибири всё это время существовал континентальный режим. При этом в зырянское время здесь не было и регрессии моря, как вытекает из приведённых данных [3, 23]. Береговая зона моря занимала современное положение.

4. Все это ставит под сомнение распространённое ныне убеждение о ведущей роли общепланетарной гляциоэвстатике в колебаниях уровня моря.

Подобные сомнения вытекают и из других недавних работ, например С.Р. Веркулича [5]. Он исследовал оледенение Антарктиды и его палеодинамику. Его вывод — рост ледниковых масс в Антарктиде не был главной причиной падения уровня океана в последний ледниковый максимум 22–17 тыс. л.н. Он приводит данные по рифам, согласно которым, начало быстрого падения уровня океана относится к 32 тыс. л.н., т.е. задолго до начала активного прироста льда в Антарктиде.

Поскольку синхронность основных климатических событий Южного и Северного полушарий Земли известна и подтверждена материалами С.Р. Веркулича, можно сопоставить события в Антарктике и Арктике. Так, 32 тыс. л.н. на севере России господствует межледниковая каргинская эпоха, и если уровень океана начал падать, то это не было связано с оледенением. Более того, на севере Сибири есть немало свидетельств о небольшой трансгрессии моря в это время [8]. Все эти факты указывают на ведущую роль тектоники в колебаниях уровня моря, а не гляциоэвстатике. Об этом говорит и тот факт, что в Западной Сибири в восточной части Ямала и Гыдана в каргинских отложениях развиты полигонально-жильные льды, а в западной части — субмаринные и прибрежно-морские льды. Такое несимметричное развитие региона может быть обусловлено только неравномерными тектоническими движениями.

5. Заметное влияние неотектонических процессов на историю развития территории Российской Арктики обусловлено строением Северного Ледовитого океана. Российская Арктика входит в Арктический рифтовый пояс, в пределах которого расположены Срединно-Арктический хребет

(хр. Гаккеля) и переходная зона пассивной окраины моря Лаптевых [6, 11]. Дно Арктического океана располагается на стыке Евразийской и Амеразийской литосферных плит, за счёт которых сформировались две главные океанические впадины, представляющие собой достаточно изолированные разнородные тектонические области [13, 33]. Первая впадина простирается от Гренландии и Шпицбергена до моря Лаптевых и в своей структуре имеет океаническую кору, вторая занимает всю восточную часть Арктического бассейна к востоку от системы хребтов Ломоносова, Менделеева и Альфа и представляет собой чередующиеся блоки океанической и континентальной коры. Хребет Ломоносова замыкает Евразийскую впадину, изолируя её от восточной Амеразийской впадины. Западная впадина развивается в режиме спрединга под контролем срединно-океанического хребта Гаккеля, осевая зона которого соответствует образованиям плиоцен–плейстоцена [32], а поэтому активна и в настоящее время. Динамичность восточной впадины ограничена сравнительной устойчивостью обширных участков континентальной коры.

Очевидно, что это не может не влиять на неравномерные колебания уровня Арктического бассейна. В западном секторе Арктики под влиянием хр. Гаккеля в условиях океанической коры происходят попеременное уменьшение и увеличение объёма впадины океана, что и вызывает сменяющие друг друга трансгрессии и регрессии моря. Для восточного сектора Арктики, в условиях тектонически более устойчивой континентальной коры, характерны частые мелкие подвижки, причём, как отмечается в работе [27], лишь в пределах шельфа. Последняя констатация подтверждается и работой [19], в которой на примере обширного бассейна р. Колыма показано, что разные части речного бассейна развивались в разных условиях. Верхняя и средняя части бассейна находятся в горной стране, относительно активно или более умеренно воздымающейся в четвертичное время, тогда как нижняя часть бассейна (Колымская низменность) развивалась в условиях и под влиянием дифференцированных тектонических процессов на шельфе.

6. Относительно тенденций будущего развития криолитозоны Российского Севера можно предположить следующее. Криолитозона на суше в силу большой тепловой инертности мёрзлых льдистых толщ останется достаточно стабильной. Коротко-периодные колебания климата, неизбежные в буду-

щем, затронут лишь неглубокие слои мёрзлых пород и смогут вызвать только изменения глубины сезонного протаивания. Поскольку в северных широтах при очень низкой температуре воздуха колебания температуры грунтов не выйдут из отрицательных значений, то и слой сезонного протаивания и промерзания будет мало реагировать на изменения климата. В отдельных случаях, на участках с высокой льдистостью грунтов, возможно развитие термокарста. Если учесть, что короткопериодные колебания будут проходить на фоне нисходящей ветви 40-тысячелетнего климатического цикла, который начался 18–20 тыс. л.н., прошел свой максимум 4–8 тыс. л.н. и через 15–20 тыс. лет должен закончиться новым ледниковым периодом, то ожидать заметных потеплений и изменений в криолитозоне Арктики и Субарктики не следует.

Что касается криолитозоны шельфа, то в западном секторе продолжится субмаринное новообразование вечной мерзлоты на глубоководных участках, где условия будут способствовать этому процессу, а в мелководном восточном секторе продолжится деградация реликтовой мерзлоты.

Работа выполнена при поддержке Федеральной программы «Научные школы» НШ 1097. 2012.5.

Литература

1. Алексеев М.Н., Архангелов А.А., Гриненко О.В., Ким Б.И., Патык-Кара Н.Г., Плахт И.Р., Рейнин И.В. Шельф морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского // Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое: Атлас палеогеографических карт / Ред. М.И. Алексеев. М.: Робертсон ГРУПП ПЛК – ГИН РАН, 1992. 200 с.
2. Архангелов А.А., Конищев В.Н., Розенбаум Г.Э. Приморско-Новосибирский район // Региональная криолитология. М.: Изд-во МГУ, 1989. С. 128–151.
3. Большианов Д.Ю., Григорьев М.Н., Шнайдер В., Макаров А.Г., Гусев Е.А. Колебания уровня моря и формирование ледового комплекса пород на побережье моря Лаптевых в позднем плейстоцене // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики. М.: Изд-во МГУ, 2009. С. 349–356.
4. Бондарев В.Н., Локтев А.С., Другач А.Г., Потапкин Ю.В. Методы исследования и определения субаквальной мерзлоты // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала: Кн. 1. Апатиты: изд. Кольского научного центра РАН, 2001. С. 15–19.
5. Веркулич С.Р. Последний ледниковый максимум и дегляциация в краевой зоне Антарктиды: Автореф. на соиск. уч. степ. д-ра геогр. наук. М.: Институт географии РАН, 2011. 46 с.
6. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987. 284 с.
7. Гусев Е.А., Костин Д.А., Рекант П.В. Проблема генезиса четвертичных образований Баренцево-Карского шельфа.

- По материалам составления Государственной геологической карты Российской Федерации М 1 : 1 000 000 // Отечественная геология. 2012. № 2. С. 84–89.
8. Данилов И.Д. Плейстоцен морских Субарктических равнин. М.: Изд-во МГУ, 1978. 198 с.
 9. Зигерт К., Куницкий В.В., Ширмейстер Л. Отложения ледового комплекса – архив данных для реконструкции климата и экологии на побережье моря Лаптевых в позднем плейстоцене // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики. М.: Изд-во МГУ, 2009. С. 320–331.
 10. Иванова В.В. Геохимия пластовых льдов острова Новая Сибирь как отражение условий их генезиса // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI. Вып. 1. С. 56–70.
 11. Карасик А.М., Рождественский С.С. Структура оси разрастания океанического дна и закономерности ее формирования (на примере рифтовой зоны Североатлантического мегабассейна) // Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977. С. 167–175.
 12. Кузнецова Т.П. Особенности криогенного строения среднеплейстоценовых отложений в районе мыса Салемал (нижнее течение р. Оби). // Природные условия Западной Сибири. Вып. 3. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 170–174.
 13. Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Л., Шипилов Э.В. Базовая модель тектонического развития Арктики для установления внешней границы континентального шельфа // Арктика: экология и экономика. 2012. № 2 (6). С. 4–19.
 14. Лазуков Г.И. Плейстоцен территории СССР. М.: Высшая школа, 1989. 320 с.
 15. Мельников В.П., Спасивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск: Наука, 1995. 195 с.
 16. Никольский П.А., Басилян А.Э. Мыс Святой Нос – опорный разрез четвертичных отложений севера Яно-Индибирской низменности // Естественная история Российской восточной Арктики в плейстоцене и голоцене. М.: ГЕОС, 2004. С. 5–13.
 17. Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А., Дунаев Н.Н., Никифоров С.Л. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М.: ГЕОС, 1998. 187 с.
 18. Павлидис Ю.А., Богданов Ю.А., Левченко О.В., Мурдмаа И.О., Тарасов Г.А. Новые данные о природной обстановке Баренцева моря в конце валдайского ледниковья // Океанология. 2005. Т. 45. № 1. С. 92–106.
 19. Патык-Кара Н.Г., Постоленко Г.А. Долинная система Колымы. История и факторы ее становления // Геоморфология. 2003. № 3. С. 62–75.
 20. Попов А.И. Четвертичный период в Западной Сибири // Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1959. С. 5–21.
 21. Попов А.И. О дислокациях и криолитогенезе в плейстоцене Северной Евразии // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1984. № 3. С. 3–9.
 22. Попов А.И. О субмаринном типе криодиагенеза // Инженерная геология. 1991. № 6. С. 49–55.
 23. Рекант П.В., Тумской В.Е., Гусев Е.А., Швенк Т., Шписс Ф., Черкашов Г.А., Кассенс Х. Распространение и особенности залегания субаквальной криолитозоны в районе банок Семеновская и Васильевская (море Лапте-

- вых) по данным сейсмоакустического профилирования // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики. М.: Изд-во МГУ, 2009. С. 332–348.
24. *Рокос С.И., Костин Д.А., Длугач А.Г.* Свободный газ и многолетняя мерзлота в осадках верхней части разреза мелководных разрезов шельфа Печерского и Карского морей // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала: Кн. 1. Апатиты: изд. Кольского научного центра, 2001. С. 40–51.
25. *Рокос С.И., Длугач А.Г., Костин Д.А., Куликов С.Н., Локтев А.С.* Многолетнемерзлые породы шельфа Печерского и Карского морей: генезис, состав, условия распространения и залегания // Инженерные изыскания: Всероссийский инженерно-аналитический журнал. 2009. № 10. С. 38–41.
26. *Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Холодов А.Л., Хуббертен Х.-В., Кассенс Х.* Реконструкция палеогеографических условий шельфа моря Лаптевых для позднплейстоцено-голоценового гляциоэвстатического цикла. // Криосфера Земли. 1997. Т. 1. № 2. С. 42–49.
27. *Садчиков Т.А., Друщиц В.А.* Эволюция обстановок осадконакопления на шельфе и островах Восточной Арктики в кайнозое // Геология морей и океанов: Материалы XIX Междунар. науч. конф. по морской геологии. Т. 1. М.: ГЕОС, 2011. С. 252–256.
28. *Стрелецкая И.Д., Лейбман М.О.* Криогеохимическая взаимосвязь пластовых льдов, криопэгов и вмещающих их отложений Центрального Ямала // Криосфера Земли. Т. VI. № 3. 2002. С. 15–25.
29. *Тарасов Г.А.* К природе формирования ледниково-морских осадков на шельфе Баренцева моря // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала: Кн. 1. Апатиты: изд. Кольского научного центра, 2001. С. 120–129.
30. *Тумель Н.В., Шполянская Н.А.* Криолитогенез плейстоценовых отложений в низовьях Енисея (на примере Селякина мыса) // Проблемы криолитологии. 1983. Вып. XI. С. 116–136.
31. *Тумской В.Е.* Особенности криолитогенеза отложений Северной Якутии в среднем неоплейстоцене – голоцене // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI. Вып. 1. С. 12–21.
32. *Хаин В.Е., Левин Л.Э.* Основные черты тектоники континентов и океанов (объяснительная записка к Тектонической карте Мира масштаба 1 : 25 000 000). М.: изд. ВНИИзарубежгеологии, 1980. 95 с.
33. *Хаин В.Е., Лимонов А.Ф.* Региональная геотектоника. М.: ООО «Геомодель-Консалтинг», 2004. 269 с.
34. *Шишкина О.В.* Иловые воды // Химия океана: Т. 2. Геохимия донных осадков. М.: Наука, 1979. С. 252–290.
35. *Шполянская Н.А.* Субмаринный криолитогенез в Арктике // МГИ. 1991. Вып. 71. С. 65–70.
36. *Шполянская Н.А.* Строение и генезис пластовых льдов Западной Сибири // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1991. № 5. С. 73–83.
37. *Шполянская Н.А.* Современные проблемы криолитозоны Арктического шельфа // Изв. РАН. Сер. геогр. 2005. № 1. С. 102–111.
38. *Шполянская Н.А.* Особенности криолитозоны западного сектора Арктики в системе шельф–суша // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2010. № 6. С. 50–57.
39. *Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д.* Генетические типы пластовых льдов и характер их распространения в Российской Субарктике // Криосфера Земли. 2004. Т. VIII. № 4. С. 56–71.
40. *Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д., Сурков А.В.* Криолитогенез в пределах Арктического шельфа (современного и древнего) // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 3. С. 49–60.
41. *Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д., Сурков А.В.* Сравнительный генетический анализ пластовых льдов и вмещающих их отложений на севере Западной Сибири // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2007. № 3. С. 212–234.
42. *Schirrmeister L., Oezen D., Geyh M.* A $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating of frozen peat. Bolshoy Lyakhovsky Island (North Siberia) // Quaternary Research. 2002. V. 57. P. 253–258.
43. *Velichko A.A., Timireva S.N., Kremenetski K.V., MacDonald G.M., Smith L.C.* West Siberian Plain as a Late Glacial desert // Quaternary International. 2011. doi:10.1016/j.quaint. 01.013.

Summary

Based on the analysis of massive ground ice origin, the geological development of the Russian Arctic in the Quaternary period has been considered. A classification of massive ice with two new genetic types (submarine and coastal-marine) and new mechanism of their formation have been proposed by the author. The possibility of permafrost formation with massive ice directly in marine environments has been established. Significant differences in the geological development of western and eastern Arctic, particularly in the transgressive-regressive mode, have been revealed. This calls into question the leading role of glacial eustatic processes in sea level fluctuations and brings to the fore the role of tectonic processes.