

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ КРИОЛИТОЗОНЫ АМЕРИКАНСКОЙ АРКТИКИ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ

Г.Э. Розенбаум, Н.А. Шполянская

Московский государственный университет, географ. ф-т, кафедра криолитологии и гляциологии, 119899 Москва, Воробьевы Горы, Россия

Реконструирована история развития американской Арктики. Разработаны палеогеографические и палеоклиматические сценарии экстремальных климатических этапов, имевших место на протяжении среднего-позднего плейстоцена и голоцена. На их основе созданы пространственные модели криолитозоны для каждого этапа, которые демонстрируют распространение, температуру и мощность разных ее типов (субарктической, субгляциальной и субмаринной), полученные путем многочисленных расчетов. Модели отражают влияние на криолитозону Арктики ряда природных факторов и их естественную эволюцию. На основе моделей составлены палеомерзлотные карты трех этапов: 1) сангамон 125 тыс. лет назад, 2) поздний висконсин 18—20 тыс. лет назад и 3) голоценовый климатический оптимум 6—5 тыс. лет назад. Модель эволюции криолитозоны американской Арктики, дополняя ранее разработанную авторами модель эволюции российской Арктики, позволит создать циркумарктическую модель развития криолитозоны Арктики в целом.

Эволюция криолитозоны, температура, мощность криолитозоны, американская Арктика, плейстоцен, голоцен, сангамон, висконсин, климатический оптимум

THE HISTORY OF AMERICAN ARCTIC CRYOLITHOZONE DEVELOPMENT IN THE LATE CENOZOIC

G.E. Rozenbaum, N.A. Shpolyanskaya

Moscow State University, Department of Geography, 119899 Moscow, Vorobjovy Gory, Russia

The history of the American Arctic is reconstructed. Palaeogeographic and palaeoclimatic scenarios of the extreme climatic stages that occurred during two last glacial macrocycles are developed. On the basis of these scenarios spatial models of cryolithozone for each stage are created; the models show the distribution of various types of cryolithozone (subarctic, subglacial, submarine), their temperatures and thicknesses. Palaeofrost maps for three stages are made, namely: 1) Sangamonian (125 000 years ago), 2) late Wisconsin (18 000—20 000 years ago), 3) Holocene's Climatic Optimum (6 000—5 000 years ago). The model of American Arctic cryolithozone evolution, supplementing the model of Russian Arctic cryolithozone evolution, made by authors previously, opens possibilities for construction of the circumarctic model of cryolithozone evolution.

The cryolithozone evolution, temperature, thickness of cryolithozone, American Arctic, Pleistocene, Holocene, Sangamonian, Wisconsin, climatic optimum

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая статья посвящена реконструкции истории криолитозоны американской Арктики и созданию модели ее эволюции в плейстоцене-голоцене. Она является продолжением проведенной авторами ранее реконструкции плейстоцен-голоценовой криолитозоны российской Арктики [Шполянская, Розенбаум, 1997] и тем самым второй частью работы по созданию циркумарктической модели эволюции криолитозоны Арктики в целом. Потребность в разработке такой модели очевидна, поскольку современная криолитозона формировалась именно в рассматриваемый отрезок времени, несет на себе следы отдельных эпох этого времени, а потому реконструкция ее геологической истории позволяет, во-первых, выявить причинно-следственные взаимоотношения между природой Арктики

и криолитозонной как элементом ландшафтной оболочки Земли в их естественной динамике и, во-вторых, объяснить многие из наблюдаемых ныне закономерностей криолитозоны. Одновременно это может служить основанием для прогнозирования дальнейшего развития криолитозоны под влиянием глобальных изменений природы.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Эволюция криолитозоны американской Арктики исследовалась путем реконструкции ее состояния в экстремальные эпохи позднего кайнозоя, эпохи крупных похолоданий и потеплений, когда характер криолитозоны существенно менялся. Реконструкция проводилась с ис-

пользованием: 1) анализа современных закономерностей существования и распространения криолитозоны Арктики и взаимосвязи ее со всем природным комплексом; 2) анализа палеогеографических условий каждого этапа в полном объеме, насколько это позволяют современные материалы; 3) палеотемпературных кислородно-изотопных кривых для Северной Атлантики [Emiliani, 1970], по глубокой скважине на Гренландском ледниковом щите [Монин, Шишков, 1979; Hansen and Langway, 1979], а также палеотемпературной кривой для Северной Аляски, полученной на основе аминокислотного анализа раковин моллюсков из отложений пелукской трансгрессии [Brigham and Miller, 1983]; 4) большого числа расчетов, основанных на учете взаимосвязи внутри современной криолитозоны. В итоге было выделено три типа криолитозоны — субарктическая, субгляциальная и субмаринная, распространение и пространственное соотношение которых в Арктике на протяжении всей ее истории отражают влияние нескольких факторов: положения береговой линии, масштабов наземного оледенения, степени континентальности климата, природной зональности и высотной поясности.

МАТЕРИАЛЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Развитие криолитозоны американской Арктики можно представить в следующем виде.

В плиоцене, примерно 3 млн лет назад, в Арктике возникли условия для возникновения наземного оледенения. Тектоническая изоляция Арктического бассейна от Атлантического и Тихого океанов, произошедшая в это время [Хонкинс, 1976], привела к похолоданию климата в высоких широтах Северного полушария, которое сопровождалось появлением первых ледниковых покровов в Гренландии и Исландии и горного оледенения на Аляске и в Северных Кордильерах. Изоляция Арктического бассейна привела к снижению солености вод в его пределах, так как прекратился отток из него опресненных вод в больших размерах поступающих за счет речного стока. Ледовитость бассейна была велика, однако, судя по широкому участию диамиктона в составе донных осадков этого времени в центральной глубоководной части Арктического бассейна, сплошного пакового ледяного покрова еще не было и потому айсберговый разнос диамиктона здесь был возможен. Максимум наземного оледенения в Гренландии и Исландии отмечается 1,1—1,2 млн лет назад [Херман, 1983], наступает резкое устойчивое похолодание климата и переход к его колебаниям „плейстоценового“ типа [Борзенкова, 1992]. Это привело к формированию 0,9 млн лет назад многолетних паковых льдов [Херман, 1983], что маркируется ис-

чезновением именно с этого времени диамиктов в донных осадках центральной глубоководной части Арктического бассейна. Наличие многолетних паковых льдов с их высоким альбедо способствовало дальнейшему похолоданию климата. В целом, на суше на востоке Центральной Аляски, по мощному лессовому покрову, датированному благодаря прослоям древесины, знаменующим периоды крупных потеплений, установлен трехмиллионный период сурового климата с безлесными условиями [Pewe et al., 1995].

В конце плиоцена—начале плейстоцена формируется вечная мерзлота, прямым указанием которой являются псевдоморфозы по ледяным жилам на северо-западе и в центре Аляски, возраст которых Т. Певе на основании термолюминесцентных датировок и тефрохронологии оценивает в 1—1,5 млн лет назад [Pewe, 1965]. Направленное похолодание климата в плейстоцене имело колебательный характер с увеличивающимися частотой и амплитудой.

В среднем плейстоцене в холодную эпоху рисс-иллинойс, одновременно с широким развитием наземного оледенения в Арктике, происходила морская трансгрессия, связанная с погружением платформенных плит, которое началось еще в плиоцене при становлении арктического шельфа и имело направленно прерывистый характер. Благодаря этому Арктический бассейн не был изолирован от Атлантического и Тихого океанов. О трансгрессии свидетельствуют находки морской фауны с арктическими видами в морских, ледниково- и ледово-морских отложениях на Западной Аляске (трансгрессия Коцебу) и в отложениях крестовской свиты Чукотки, которые показывают, что отток холодных Арктических вод через Берингов пролив в северную часть Тихого океана проходил свободно [Хонкинс, 1976]. Благодаря трансгрессии моря влаги для развития наземных ледниковых покровов было достаточно. Наибольших размеров достигли Лаврентийский, Кордильерский и Гренландский [Johnsen et al., 1995] ледниковые покровы, большие площади занимали Ньюфаундлендский, Баффиновоземельский, Исландский ледниковые покровы [Матишов, Павлова, 1988].

В среднем плейстоцене в американском секторе Арктики, несмотря на суровый климат эпохи, условия для формирования криолитозоны были, по-видимому, недостаточно благоприятными из-за широкого развития покровного оледенения. Тем не менее поскольку здесь оледенение развивалось не в виде сплошного покрова, а в виде отдельных хотя и крупных покровов, а на северных островах даже в виде отдельных куполов, не всегда сливавшихся между собой [Матишов, Павлова, 1988], оставались территории, свободные от ледников, и там формирова-

лась субэвральная криолитозона. Температура воздуха в это время понижалась на $5-6^{\circ}$ по сравнению с современной [Emiliani, 1970], примерно на столько же понижалась температура горных пород. Если сейчас на широте $65-70^{\circ}$ с.ш. температуры горных пород равны $-9-10^{\circ}\text{C}$ [Allen et al., 1988; Brown, Pewe, 1973], то в среднем плейстоцене они должны были опускаться до $-14-16^{\circ}\text{C}$. Следовательно, на площадях, свободных от ледников, развивалась субэвральная криолитозона мощностью до 800 м (учитывая, что геологическому строению североамериканских равнин, сложенных скальными породами, перекрытыми рыхлыми, соответствует вертикальный температурный градиент $2-2,5^{\circ}/100$ м). На арктических островах, где температура горных пород сейчас равна $-15-16^{\circ}\text{C}$, в среднем плейстоцене должна была существовать мощная субэвральная криолитозона с температурой грунтов $-20-22^{\circ}\text{C}$ и мощностью 900—1000 м. В Центральной Аляске широкое развитие имели жильные льды, о чем свидетельствуют псевдоморфозы, заключенные в иллинойских лессах [Pewe et al., 1995].

Масштабы развития субгляциальной криолитозоны под ледниковыми покровами можно оценить по аналогии с современным крупным ледниковым покровом в Гренландии. Современные данные по метеостанциям показывают, что высотный градиент температуры воздуха на ледниковом покрове Гренландии колеблется от $0,6$ до $1^{\circ}/100$ м и, например, на широте 71° с.ш. температура меняется от $-5,4^{\circ}\text{C}$ на западном побережье (станция Уманак) до $-31,3^{\circ}\text{C}$ на высоте 3000 м (станция Айсмитте) [Средняя многолетняя температура..., 1970]. С достаточным основанием можно принять, что эта закономерность сохранялась и в прошлые эпохи. Следовательно, в среднем плейстоцене на том же 70° с.ш. при температуре горных пород на равнинах -15°C (ныне она равна здесь $-9-10^{\circ}\text{C}$) на поверхности Лаврентийского покрова мощностью 3—4 км температура могла опускаться до -40°C . С учетом среднего вертикального температурного градиента в ледниках $2-2,5^{\circ}/100$ м [Балобаев, 1991], при таких температурах нулевая изотерма должна была располагаться уже на глубине 1600—2000 м. Следовательно горные породы под крупными ледниковыми покровами, скорее всего, не промерзали и криолитозона под ними отсутствовала. Расчет показывает, что субгляциальная криолитозона могла формироваться лишь под ледниками, мощность которых не превышала 1000 м, а в самых суровых условиях — 1500 м. Распределение температуры в теле ледников должно было быть связано с отмечаемой исследователями [Матишов, Павлова, 1988] асимметричной формой древних ледниковых куполов, так как наиболее значительный

прирост массы и площади Лаврентийского, Гренландского и других крупных ледников происходил в тех их частях, которые примыкали к океану — источнику питания. В этих частях ледниковые покровы имели наибольшую мощность и породы под ними не могли промерзнуть.

Субмаринная криолитозона в американском секторе Арктики в среднем плейстоцене должна была иметь ограниченное распространение. Как показывают более ранние исследования авторов [Шполянская, 1989], донные отложения в Арктических морях могут промерзнуть в двух случаях: в прибрежных мелководных частях, до глубины моря 2,5 м, где происходит ежегодное смерзание морского льда с дном моря, и при глубинах моря от примерно 40 до 100—150 м, где формируется самая низкая температура придонных вод ($-1,6-1,8^{\circ}\text{C}$), и ее соотношение с изменяющейся по глубине соленостью иловых вод донных осадков в ряде случаев создает условия для промерзания последних. Так формируется сингенетическая субмаринная мерзлота. Прибрежная криолитозона может иметь достаточно низкие температуры и большую мощность, глубоководная же криолитозона может иметь температуру, не ниже $-1-1,5^{\circ}\text{C}$ и мощность не более 50 м. В рассматриваемую эпоху прибрежная криолитозона не развивалась в регионе потому, что около крупных ледниковых покровов мелководья были ограничены. Это связано с упомянутой выше асимметричной формой древних ледниковых куполов. Те области ледников, которые примыкали к морю и, как правило, выходили на шельф, всегда были высокими и крутыми. Мелководья отсутствовали. В пределах же глубин от 40 до 150 м здесь могла формироваться субмаринная криолитозона, но таких участков, скорее всего, было мало. Современные глубины моря в пределах Канадского архипелага в большинстве случаев превышают 200 м, в среднем плейстоцене во время трансгрессии моря его глубина была еще больше. Промерзания донных грунтов на большей части шельфа не происходило.

Поздний плейстоцен начался межледниковьем сангамон-зем, имевшим свой максимум около 125 тыс. лет назад. Потепление климата сопровождалось гляциоэвстатической трансгрессией моря, сменившей кратковременную регрессию (после иллинойской среднеплейстоценовой трансгрессии), уровень моря был на 10 м выше современного [Холкинс, 1976]. Температура воздуха в максимум межледниковья превышала современную на $2,5-3^{\circ}$ [Emiliani, 1970], на северном побережье континента в это время произрастали бореальные леса. Несмотря на это в американском секторе Арктики, как и в Арктике в целом, сохранялся достаточно холодный климат. Об этом свидетельствует преимуще-

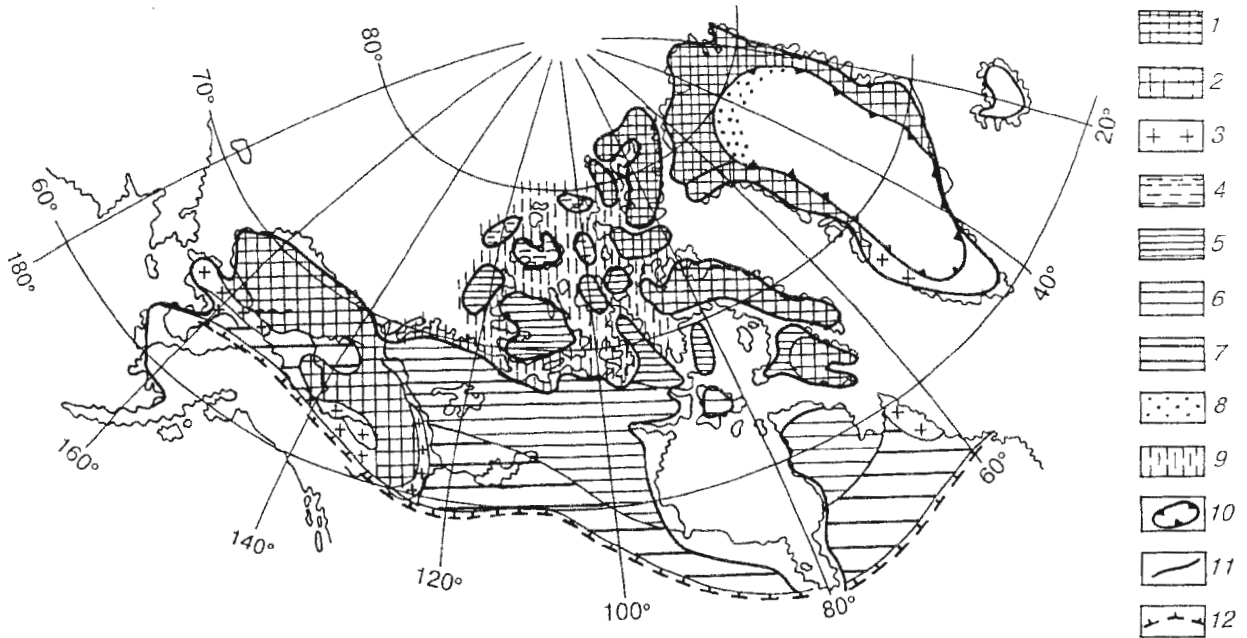


Рис. 1. Криолитозона американской Арктики в сангамоне (125 тыс. лет назад).

Субарктическая. В горах: 1 — $T_{\text{п}} = -14 \text{ — } -20 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $H_{\text{м}} = 700\text{—}1000 \text{ м}$;

2 — $T_{\text{п}} = -5 \text{ — } -10 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $H_{\text{м}} = 300\text{—}600 \text{ м}$; 3 — $T_{\text{п}} = 0 \text{ — } -2 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $H_{\text{м}}$ до 200 м.

На равнинах: 4 — $T_{\text{п}} = -10 \text{ — } -14 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $H_{\text{м}} = 300\text{—}700 \text{ м}$; 5 — $T_{\text{п}} = -7 \text{ — } -12 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $H_{\text{м}} = 300 \text{ — } 600 \text{ м}$; 6 — $T_{\text{п}} = -4 \text{ — } -9 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $H_{\text{м}} = 150\text{—}400 \text{ м}$; 7 — $T_{\text{п}} = 0 \text{ — } -4 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $H_{\text{м}}$ до 150 м.

Субгляциальная. 8 — при мощности ледника менее 1000 м $T_{\text{п}}$ до $-7 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $H_{\text{м}}$ до 300 м.

Субмаринная. 9 — прибрежная с $T_{\text{п}} = -6 \text{ — } -9 \text{ }^{\circ}\text{C}$ и $H_{\text{м}}$ до 200 м и сезонно- и многолетнеохлажденные породы. Границы: 10 — границы ледников, 11 — береговая линия, 12 — южная граница криолитозоны.

ственно арктический состав морской фауны и палинологические данные о лесотундровой растительности [Rampton, 1982]. К северу от Полярного круга должна была существовать устойчивая субарктическая криолитозона. Исходя из современных температур горных пород, по расчетам, мерзлые породы должны были иметь температуру примерно от -3°C на широте Полярного круга до $-13 \text{ — } -14 \text{ }^{\circ}\text{C}$ — на равнинных северных о-вах Канадского архипелага. Дж.Брайем [Brigham, Miller, 1983] тоже оценивает температуру мерзлых пород здесь 125 тыс. лет назад как $-13,8 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Температура в горах, с учетом высотной поясности, должна была быть более низкой. При таких температурах мощность криолитозоны должна была быть от 150 до 600 м. Таким образом вечная мерзлота на больших пространствах американской Арктики продолжала существовать (рис.1). К югу от Полярного круга, в центре и на юге Аляски, вечная мерзлота постепенно деградировала, происходило вытаивание ледяных жил с образованием псевдоморфоз [Pewe et al., 1995]. Субгляциальная криолитозона в эту эпоху отсутствовала. Несмотря на то, что Гренландский ледниковый покров сохранялся, мерзлота под ним в максимум потепления

отсутствовала из-за сравнительно высоких температур воздуха и поверхности ледника. Субмаринная криолитозона могла быть развита вблизи северного побережья континента и на мелководьях островов Арктического архипелага.

Висконсин-виорм — длительный холодный позднплейстоценовый этап, сменивший теплую межледниковую сангамонскую эпоху. Начало этапа (ранний висконсин) характеризовалось высоким увлажнением, благоприятствующим быстрому росту ледниковых щитов — Гренландского, Лаврентийского. Первый максимум похолодания прослеживается примерно 70 тыс. лет назад [Монин, Шишков, 1979; Allen et al., 1988; Brigham, Miller, 1983]. Температура воздуха была в это время на $6\text{—}7^{\circ}$ [Allen et al., 1988; Brigham, Miller, 1983; Emiliani, 1970] ниже современной и составляла в пределах Американского сектора Арктики $-19 \text{ — } -24 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Условия для формирования субарктической криолитозоны на площадях, не занятых ледниковыми покровами, были самые благоприятные, активно росли полигонально-жилые льды. Средний висконсин, охватывающий интервал между 30 и 65 тыс. лет назад, характеризовался потеплением, но был, по тем же авторам, несколько холоднее современно-

менного. Дж. Брайем [Brigham, Miller, 1983] считает его климат промежуточным между ледниковым и межледниковым. Потепление сопровождалось трансгрессией Полярного бассейна, максимум которой в американском секторе Арктики приходился на 27 тыс. лет назад, когда уровень моря здесь превышал современный на 5—6 м [Хопкинс, 1976]. По тем же авторам, температура пород прибрежных участков Американского палеошельфа повышалась до $-1,8^{\circ}\text{C}$, температура горных пород на широте дельты Маккензи была около -8°C , а на арктических равнинах Аляски $-6,8^{\circ}\text{C}$ (это выше современных температур). В это время происходило вытаивание полигонально-жильных льдов на арктическом побережье Канады с образованием псевдоморфоз. Дальнейшее развитие климата характеризовалось прогрессирующим похолоданием и иссушением климата, достигшими своего максимума 18—20 тыс. лет назад, в позднем висконсине, когда температура воздуха в американском секторе Арктики понизилась на $7-8^{\circ}$. Увеличение объема крупных ледниковых покровов северного полушария в течение всего висконсина привело в конце плейстоцена к осушению Арктического шельфа, и понижению уровня моря более чем на 100 м [Величко и др., 1988; Хопкинс, 1976]. Арктический бассейн оказался изолированным от мирового океана. Это привело к резкому выхолаживанию его поверхности, покрытой многолетними паковыми льдами, и способствовало похолоданию климата. Над Арктикой установилась область повышенного давления, что препятствовало привнесу сюда циклонических воздушных масс и обуславливало резкую аридизацию климата. В силу этого ледниковые покровы в Арктике оказались в неблагоприятных условиях и стали сокращаться. Современные данные свидетельствуют о том, что Лаврентийский ледниковый покров в позднем висконсине не был грандиозным монокупольным образованием с центром в Гудзоновом заливе [Hughes et al., 1977], а представлял собой многокупольную систему, состоящую из нескольких самостоятельных и несинхронно пульсирующих ледниковых центров [Величко и др., 1988; Матишов, Павлова, 1988]. При этом ряд авторов на основании геолого-геоморфологических, палинологических данных и радиоуглеродных датировок считают, что Лаврентийский (на севере) и Баффиновский ледниковые покровы не выходили за пределы современных береговых линий [Ives, 1978; Vilkes, Mudie, 1978]. Признается, что оледенение в целом характеризовалось ограниченными размерами и имело центры в пределах горных участков суши и островов. В качестве доказательства приводятся палинологические данные, свидетельствующие о развитии тундровой раститель-

ности непрерывно в течение последних 21 тыс. лет в береговой зоне п-ова Лабрадор, а также присутствие следов глубокого выветривания и широкого развития каменных морей на островах и на высоких плато канадской Арктики [Paterson, 1977]. Острова высокой Арктики были свободны ото льда, даже остров Элсмир был в значительной степени свободен ото льда [England, Bradley, 1978]. Масштабы оледенения в высокой Арктике увеличились в позднеледниковье, когда из-за начавшегося глобального потепления климата возобновился приток циклонических воздушных масс в Арктику и улучшились условия питания ледников на островах канадского Арктического архипелага. Размеры Гренландского ледникового покрова, ближе всего расположенного к Атлантике, в позднем висконсине были лишь несколько больше современного [Paterson, 1977]. Кордильерский ледниковый покров в это время не примыкал вплотную к Лаврентийскому покрову и максимумы их распространения не были синхронны [Rutter, 1981]. Ширина „коридора“ между ними в Западной Альберте 22 тыс. лет назад оценивается в 20—40 км, а 17 тыс. лет назад — в 80—100 км [Stalker, Mac, 1980]. В бассейне Юкона вообще не было покровного оледенения. На Аляске было развито лишь горное оледенение. Общий вывод относительно оледенения в позднем висконсине сводится к утверждению, во-первых, об ограниченности этого оледенения даже в эпоху его максимума 18—19 тыс. лет назад, во-вторых, о его многокупольном строении, при котором купола не всегда соединялись между собой, в-третьих, о рассинхронизованности развития ледниковой системы Арктики.

Все это сказалось на характере криолитозоны этого периода. В течение всего вюрма—висконсина в Арктике сохранялись условия для формирования и развития криолитозоны. Несплошной характер покровного оледенения оставлял большие площади суши для образования субэкральной криолитозоны, достигшей максимального своего распространения (до 40°с.ш. [Brown, Rewe, 1973]) 18—20 тыс. лет назад (рис. 2). Большинство исследователей считают, что в это время на выхоленной суши имели место однородные природные условия. Зональные различия, характерные для современности и для предшествующих эпох, были в значительной степени сглажены. Действительно, в условиях столь суровой эпохи небольшие различия в температуре горных пород были мало значимы и не способствовали смене растительных зон, тем не менее из-за большой протяженности суши с севера на юг должны были проявляться некоторые черты зональности в изменении самих температур (см. рис. 2). Возникновение Берингии почти полностью исключало отепляющее влияние Тихого

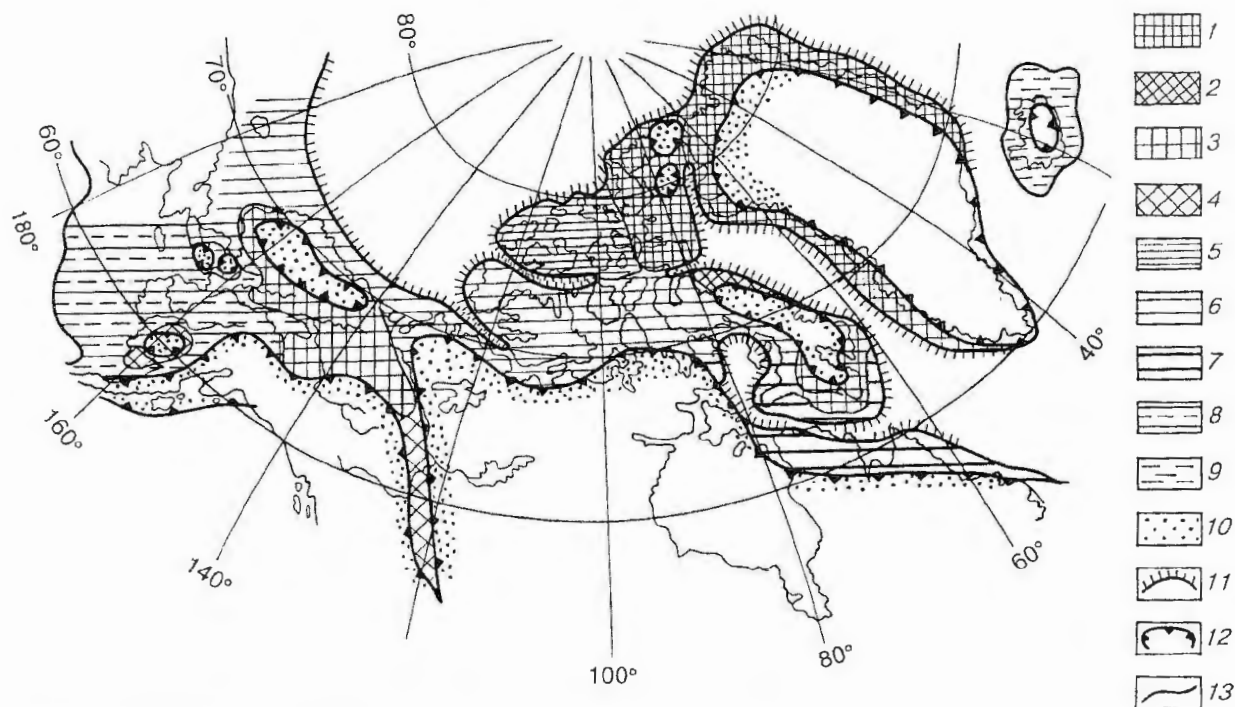


Рис. 2. Криолитозона американской Арктики в максимум позднего висконсина (18—20 тыс. лет назад).

Субаэральная. В горах: 1 — $T_{\text{п}} = -23 \text{ — } -28 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $H_{\text{м}} = 100 \text{ — } 2400 \text{ м}$; 2 — $T_{\text{п}} = -16 \text{ — } -22 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $H_{\text{м}} = 800 \text{ — } 1000 \text{ м}$; 3 — $T_{\text{п}} = -13 \text{ — } -16 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $H_{\text{м}} = 700 \text{ — } 800 \text{ м}$; 4 — $T_{\text{п}} = -8 \text{ — } -12 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $H_{\text{м}} = 400 \text{ — } 600 \text{ м}$. На равнинах: 5 — $T_{\text{п}} = -24 \text{ — } -27 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $H_{\text{м}} = 1200 \text{ — } 2300 \text{ м}$; 6 — $T_{\text{п}} = -17 \text{ — } -23 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $H_{\text{м}} = 650 \text{ — } 1200 \text{ м}$; 7 — $T_{\text{п}} = -11 \text{ — } -16 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $H_{\text{м}} = 350 \text{ — } 600 \text{ м}$; 8 — $T_{\text{п}} = -9 \text{ — } -12 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $H_{\text{м}} = 300 \text{ — } 500 \text{ м}$; 9 — $T_{\text{п}} = -3 \text{ — } -5 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $H_{\text{м}} = 100 \text{ — } 300 \text{ м}$.

Субгляциальная. 10 — при мощности ледника менее 1000 м $T_{\text{п}}$ до $-10 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $H_{\text{м}}$ до 500 м. Субмаринная. 11 — прибрежная с $T_{\text{п}} = 0 \text{ — } -7 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $H_{\text{м}}$ до 200 м.

Границы: 12 — границы ледников, 13 — береговая линия.

океана. В американском секторе Арктики температура воздуха должна была понижаться до $-18 \text{ — } -26 \text{ }^{\circ}\text{C}$. В аридных условиях позднего висконсина, при очень скудном растительном покрове и малоснежных зимах, разница между температурой воздуха и температурой горных пород была, по-видимому, минимальной. Температура горных пород на широте $70 \text{ }^{\circ}\text{с.ш.}$ была равна $-18 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Мощность криолитозоны должна была достигать 1000 м. Это получается из расчетов и указывается Дж. Брайемом [Brigham, Miller, 1983] и Д. Аленом [Allen et al., 1988]. По Дж. Брайему природа в целом здесь была аналогична современной на о. Элсмир, возобновился рост полигонально-жильных льдов, происходивший еще и в раннем висконсине. Надо сказать, что на Элсмире, где сейчас температура на $7 \text{ — } 8^{\circ}$ ниже, чем в дельте Маккензи, в то время температура горных пород должна была опускаться до $-23 \text{ — } -26 \text{ }^{\circ}\text{C}$, а мощность криолитозоны приближаться к 2000 м. Особое место занимает район Исландии, климат которой, в силу ее географического положения, в настоящее время морской,

достаточно теплый и не соответствует широтному положению острова. В позднем висконсине остров занимал заметно большую площадь. Похолодание здесь, как и в европейском секторе Арктики, было более значительным, чем в других районах Арктики, так как район полностью лишился отепляющего влияния Гольфстрима и фактор широты стал проявляться здесь в большей мере, чем в теплые эпохи. Температура понизилась здесь не меньше чем на 10° по сравнению с современной. В таких условиях должна была существовать мерзлота. Расчеты показывают, что температуры горных пород на острове должны были составлять $-3 \text{ — } -5 \text{ }^{\circ}\text{C}$, мощность криолитозоны — 100—300 м. Субгляциальная криолитозона была развита в это время лишь под маломощными ледниками о. Элсмир и под краевыми северными и северо-западными частями Гренландского, Лаврентийского и Баффинского ледниковых покровов. Для крупных ледниковых покровов (Лаврентийского, Гренландского, Кордильерского и др.) продолжала играть свою роль асимметричность в их стро-

энии, связанная с расположением куполов по отношению к областям питания. Используя приведенные выше расчеты, можно сказать, что под этими ледниками, на участках с наиболее мощным льдом (более 1500 м) криолитозона должна была отсутствовать. На участках ледников, удаленных от областей питания и имеющих мощность льда менее 1500 м, а также под всеми наиболее мелкими ледниками, мощность которых в большинстве случаев не превышала этой величины, субгляциальная криолитозона должна была формироваться. Температура субгляциальной криолитозоны колебалась от -5 до -15 °С, мощность же достигала 300—700 м. В Исландии субгляциальная криолитозона, скорее всего, отсутствовала. Несмотря на очевидные небольшие размеры ледниковых покровов в районе, относительно высокие температуры воздуха препятствовали формированию криолитозоны под ледниками (см. рис. 2). *Субмаринная криолитозона* на тех небольших участках шельфа, где сохранилось море, могла быть представлена в основном прибрежной мерзлотой и многолетне-охлажденными породами.

Описанная эпоха завершила длительный геологический период — плейстоцен. Последовавший за ним голоцен (начало его относят ко времени 10,5 тыс. лет назад [Хотинский и др., 1991]) начался крупной гляциоэвстатической трансгрессией, сформировавшей современный шельф, и заметным потеплением климата, достигшим своего максимума в эпоху климатического оптимума от 8 до 5 тыс. лет назад. Внутри этого интервала максимум потепления проявлялся в разных частях Арктики неодновременно [Macdonald и др., 1995], в Американском секторе — позднее других. Температура воздуха в это время превышала современную на 2° [Хотинский и др., 1991]. В переходный период между поздним плейстоценом и голоценом происходила дегляциация, которая в Американском секторе Арктики продолжалась дольше, чем в других районах Арктики: с конца плейстоцена до 7 тыс. лет назад, при этом в Субарктике она завершилась в начале голоцена, в Арктике — только в оптимуме [Херман, 1983]. Это задержало наступление максимума потепления климата. В высокой Арктике позднеледниковые ознаменовались увеличением масштабов оледенения. Инглэнд и Брэдли [England, Bradley, 1978] отмечают два максимума оледенения — в раннем висконсине и в раннем голоцене (8 тыс. лет назад), когда масштабы оледенения превышали таковые в эпоху максимального похолодания позднего висконсина — 18—20 тыс. лет назад. Таяние ледников сопровождалось морской трансгрессией, темпы которой были максимальными в первой половине голоцена из-за гляциоизостазии. Во время максимума потепления поло-

жение береговой линии было уже близким к современному.

Потепление климата и трансгрессия сказались на характере криолитозоны. Восстановилась зональность в пространственном изменении криолитозоны. *Субаэральная криолитозона* начала протаивать. В американской Арктике, как отмечалось выше, наблюдалась некоторая асинхронность в развитии голоценовых событий. Согласно Т.Певе [Brown, Pewe, 1973; Pewe et al., 1995], на Аляске наибольшее таяние мерзлоты было в раннем голоцене, когда образовались многочисленные термокарстовые озера и котловины, увеличение глубины сезонного протаивания сопровождалось вытаиванием ледяных жил и образованием псевдоморфоз по ним. Температуры горных пород ко времени климатического оптимума в Центральной Аляске и на территории Юкона повысились до 0 °С [Brown, Pewe, 1973]. На юге Аляски распространились бореальные леса, северные части занимала лесотундра. Южная граница криолитозоны здесь сместилась к северу, но сохранилась глубоко погруженная реликтовая мерзлота и реликтовый полигональный рельеф [Brown, Pewe, 1973]. *Субгляциальная криолитозона* практически отсутствовала, за исключением самых северных островов, где сохранялись небольшие по площади и мощности ледники, и краевых частей Гренландии с уменьшенной мощностью льда, где могла сохраняться реликтовая субгляциальная криолитозона. Определенные указания на это дают современные материалы по подледным температурам Гренландии и соседних островов канадской Арктики [Hansen, Landway, 1966; Muller, 1963]. Так, в 150 км к востоку от пос. Туле (западная часть Гренландии, 77° с.ш.) в скважине, прошедшей 1387,4-метровую толщу ледника, была измерена температура на подошве ледника (мерзлый тилль), которая оказалась равной -13 °С. Эта температура не соответствует современной температуре на поверхности ледника (-24°). Простой расчет объясняет это несоответствие. По данным метеостанции Туле, расположенной на абсолютной высоте 700 м, современная температура воздуха равна $-12,7$ °С. По данным метеостанции Кемп Сенчури, расположенной на леднике в районе скважины, на абсолютной высоте около 1500 м, температура воздуха равна -24 °С [Средняя многолетняя температура..., 1970], а мощность льда 1370,5 м. Принимая средний температурный градиент в леднике равным $2-2,5^{\circ}/100$ м, как это было сделано выше, можно рассчитать, что уже на глубине 1000 м температура льда должна быть близка к 0 °С. Низкая отрицательная температура на подошве ледника свидетельствует об очень низком температурном градиенте в леднике, что само по себе указывает на нестационарное тем-

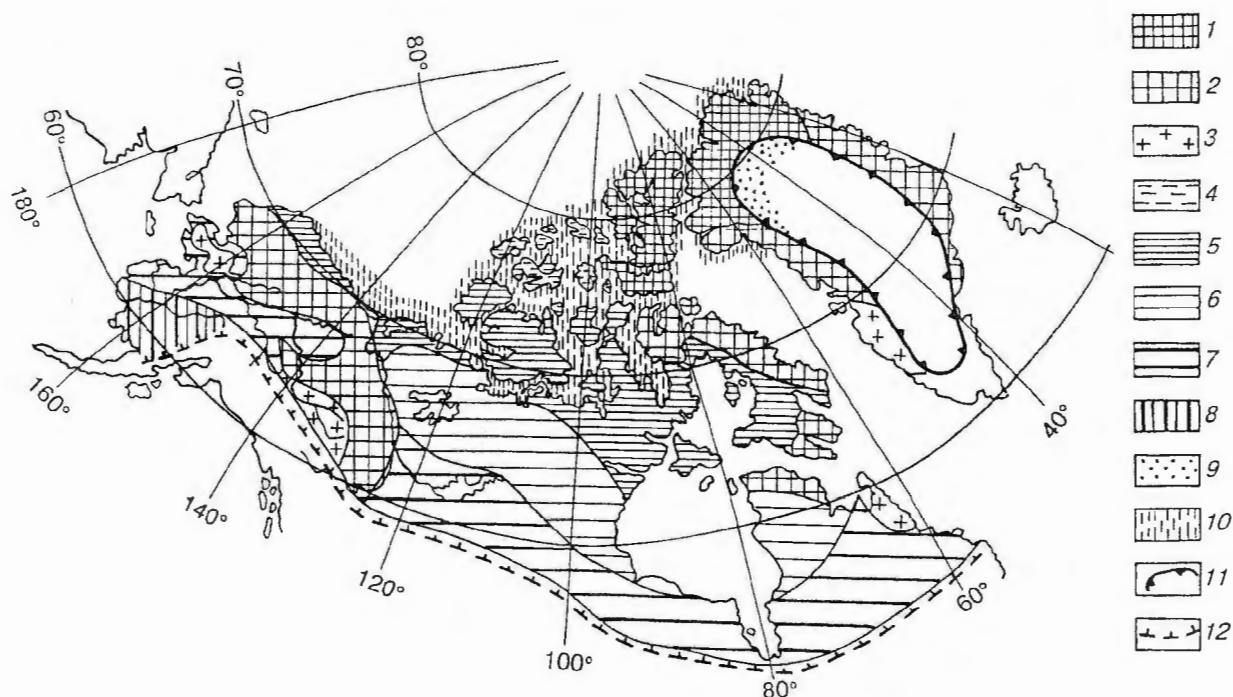


Рис. 3. Криолитозона американской Арктики в голоценовом оптимуме (8—5 тыс. лет назад).

Субаэральная. В горах: 1 — $T_{II} = -15 - -21$ °С, $H_M = 700-1000$ м; 2 — $T_{II} = -5 - -12$ °С, $H_M = 400-700$ м; 3 — $T_{II} = 0 - -3$ °С, $H_M = 50-200$ м. На равнинах: 4 — $T_{II} = -13 - -16$ °С, $H_M = 450-600$ м; 5 — $T_{II} = -9 - -14$ °С, $H_M = 350-500$ м; 6 — $T_{II} = -4 - -9$ °С, $H_M = 150-400$ м; 7 — $T_{II} = 0 - -4$ °С, H_M до 250 м; 8 — Реликтовая с $T_{II} = 0 - 0,5$ °С. Субгляциальная 9 — при мощности ледника менее 1000 м, T_{II} до -5 °С и H_M до 300 м. Субмаринная 10 — реликтовая с $T_{II} = -1,5$ °С, H_M до 100 м и прибрежная с $T_{II} = 0 - -7$ °С, H_M до 250 м. Границы: 11 — границы ледников, 12 — южная граница криолитозоны.

пературное поле в теле ледника. Вечная мерзлота под ледником в этом месте явно реликтовая, сохранившаяся от поздневисконсинской эпохи, и находится в состоянии деградации. Ранее авторами было проведено численное моделирование динамики температурного поля горных пород севера Западной Сибири [Шполянская, 1981]. Расчеты показали, что для полной перестройки температурного поля мерзлоты в случае ее протаивания требуется не менее 15 000 лет. Если воспользоваться этими результатами, то можно предположить, что поскольку с начала голоценового потепления прошло не более 10 000 лет, а на востоке американской Арктики не более 7 000 лет, то температурное поле горных пород, а тем более под крупными ледниковыми покровами, еще не пришло в соответствие с современным климатом, и в глубоких слоях криолитозоны сохраняются реликтовые низкие температуры. Следовательно, и в эпоху климатического оптимума здесь сохранялась субгляциальная криолитозона. В то же время другие данные по о. Аксель-Хейберг [Muller, 1963], расположенному в западной части Канадского архипелага, свидетельствуют об уже практически полном со-

ответствии температурного поля горных пород современному климату. Здесь, по данным измерений в скважине, на подошве ледника мощностью 645 м температура близка к 0 °С. Одновременно, в 3-х км от языка этого ледника существует субаэральная вечная мерзлота, мощность которой оценена в 600 м [Muller, 1963]. В этом случае расчеты показывают следующее. При среднегодовой температуре поверхности ледника -13 °С, как оценивает ее Ф.Мюллер [Muller, 1963], экстраполируя на поверхность температурную кривую в скважине, и мощности ледника около 700 м, на подошве ледника температура может быть не ниже 0 °С. Вне ледника, без его обогревающего влияния, при современной температуре воздуха на ближайших метеостанциях: Юрик -19 °С и Исакен (на соседнем острове) $-18,7$ °С [Средние многолетние температуры..., 1970], горные породы должны промерзнуть достаточно глубоко. По данным этих станций температура поверхности почвы равна $-15 - -17$ °С. При температурном градиенте для горных пород смешанного литологического типа, когда кристаллические породы перекрыты рыхлыми, близком к $2,5/100$ м мощность мерзлоты

и должна быть порядка 600 — 650 м. Все это говорит о том, что здесь температурное поле уже пришло в соответствие с современным климатом и установился нормальный вертикальный температурный градиент и в горных породах и в леднике, что свидетельствует о том, что в эпоху климатического оптимума на о-вах Арктического архипелага субгляциальная криолитозона уже отсутствовала.

Субмаринная криолитозона присутствует в эпоху голоценового оптимума главным образом в виде прибрежной криолитозоны и реликтовой [Brown, 1970], еще не протаявшей после позднего висконсина, когда она занимала большую часть Арктического шельфа (см. рис. 3).

Заключение

Криолитозона в американской Арктике возникла в конце плиоцена, после чего многократно испытывала деградацию и аградацию. Современная криолитозона региона сформировалась, в основном, в процессе ее эволюции в период конец плейстоцена—голоцен. Амплитуды климатических изменений в это время достигли максимума: понижение температуры грунта относительно современной в холодные эпохи достигало 7—8 °С, а повышение в теплые эпохи составляло 2—3 °С. Авторы с благодарностью отмечают, что данная работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований № 96-05-64606 1996—1997 гг.

Литература

Балобаев В.Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии. Новосибирск, Наука, 1991, 178 с.
 Борзенкова И.И. Изменение климата в кайнозойе С.-Пб. Гидрометеоздат, 1992, 217 с.
 Величко А.А., Фаустова М.А., Исаева Л.Л. Палеогеографические реконструкции последнего оледенения в северном полушарии // Четвертичная палеоэкология и палеогеография Северных морей. М., Наука 1988, с. 27—43.
 Матишов Г.Г., Павлова Л.Г. Актуальные проблемы палеогеографии и палеоэкологии северных морей в четвертичный период // Четвертичная палеоэкология и палеогеография Северных морей. М., Наука, 1988, с. 5—27.
 Мониц А.С., Шипков Ю.А. История климата. Л. Гидрометеоздат, 1979, 255 с.
 Средняя многолетняя температура воздуха по зарубежной территории и акватории Северного полушария (Климатический справочник). ГГО им. Воейкова. Л., Гидрометеоздат, 1970.
 Херман И. Палеоокеанология Арктического бассейна в позднекайнозойское время и ее связь с глобальным климатом // Океанология, 1983, т. XXIII, вып. 1.
 Хопкинс Д.М. История уровня моря в Берингии за последние 250 000 лет // Берингия в кайнозойе, Владивосток, 1976, с. 9—32.
 Хотинский Н.А., Алепинская З.В., Климанов В.А. и др. Новая схема периодизации ландшафтно-климатических изменений в голоцене // Изв. АН СССР, географ., 1991, №3.
 Шполянская Н.А. Мерзлая зона литосферы Западной Сибири и тенденция ее развития. М., Изд-во МГУ, 1981, с. 163.

Шполянская Н.А. О возможности промерзания донных отложений в Арктических морях // Вестник Моск. ун-та, география, 1989, № 5, с. 72—78.
 Шполянская Н.А., Розенбаум Г.Э. Развитие криолитозоны российской Арктики как основа для создания циркулярной модели динамики криолитозоны в системе „шельф-континент“ // Итоги фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике. Мат-лы Междунар. конф. в Пушино, Новосибирск, Наука, 1997, с. 45—63.
 Allen D.M., Michel F.A., Judge A.S. The permafrost regime in the Mackenzie Delta, Beaufort Sea region, N.W.T. and its significance to the reconstruction of the palaeoclimatic history // J. of Quaternary sci., 1988, vol.3 (1), p. 3—13.
 Brigham I.K., Miller G.H.. Palaeotemperature estimates of the Alaskan Arctic coastal plain during the last 125 000 years // Permafrost. Fourth Int. Conf. Proceed., Washington, D.C., 1983, p. 80—85.
 Brown R.J.E. Permafrost in Canada. University of Toronto Press, Toronto, Ontario, 1970, 234 p.
 Brown R.I., Pewe T.L. Distribution of permafrost in North America and its relationship to the environment: a review 1963—1973 // Permafrost: The North American Contribution to the Second International Conference, Washington, D.C. 1973, p. 71—100.
 Emiliani C. Pleistocene temperatures // Science, 1970, vol. 168, № 3933.
 England I., Bradley R.S. Past glacial activity in Canadian High Arctic // Science, 1978, vol. 200, № 44339, p. 265—270.
 Hansen B.L., Langway C.C. Deep core drilling in ice core analysis at Camp Century, Greenland, 1961—1966 // Antarctic, 1966, J.U.S. №1 (5), p. 207—208.
 Hughes T.I., Denton G.H., Grosswald M.G. Was there a late Wurm Arctic ice sheet? // Ibid, 1977, vol. 266, № 5603, p. 596—602.
 Ives I.D. The maximum extent of Laurentide ice sheet along the east coast of North America during the last glaciation // Arctic, 1978, vol. 31, № 1, p. 24—53.
 Johnsen S.J., Clausen H.B., Dansgaard W. et al. The Eem stable isotope record along the G.R.I.P. ice core evidence of ocean circulation changes? // Terra Nostra, Abstr. of XIV Inter. Congress INQUA, Berlin, 1995, p. 126.
 Macdonald G., Gjewski K., Aravena R. Palaeoecological analyses of the circumpolar treeline: Canadian sector // Terra Nostra, Abstracts of XIV Int. Cong. INQUA, Berlin, 1995, p. 173.
 Muller F. Englacial temperature measurements on Axel Heiberg Island. Canadian Arctic Archipelago // I.A.S.H. Commission of Snow and Ice. 1963, № 61, p. 168—180.
 Paterson W.S. Extent of the Late-Wisconsin glaciation in northwest Greenland and northern Ellsmere Island: a review of the glacial and geological evidence // Quaternary Research, 1977, vol. 8, № 2, p. 180—190.
 Pewe T.L. Fairbanks area // Guidebook of INQUA field conference, Central and South central Alaska / T.N.V. Karlstrom, Nebraska Academy of Sciences, Lincoln, 1965, p. 6—36
 Pewe T.L., Berger G.W. and Westgate I.A. Past major global warming in 3 Myr loess record, Central Alaska, USA; Indicated by three buried taiga forest beds: 2 Myr, 125 Ka, 10 Ka // Terra Nostra, XIV Inter. Congress INQUA. Abstracts, Berlin, 1995, p. 198.
 Rampton V.N. Quaternary geology of the Yukon Coastal Plain // Bull. Geol. Surv. Canada, 1982, p. 1—49.
 Rutter N.W. Relationship between Late Pleistocene Laurentide and cordilleran glaciations, Canada // I.G.C.P. correlation program 73-1-24 Quaternary glaciations Northern Hemisphere Rep., № 6, Prague, 1981, p. 205—218.
 Stalker A., Mac S. The geology of the ice-free corridor: the southern Half // Canad. J. Anthropology, 1980, vol.1, № 1, p. 11—16.
 Vilkes G., Mudie P. Early deglaciation of the Labrador shelf // Science, 1978, vol. 202, № 4373, p.1181—1183.

Поступила в редакцию
16 декабря 1997 г.