

ПРОБЛЕМЫ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

УДК 551:345:551.79+551.462

**ДИНАМИКА КРИОЛИТОСФЕРЫ В ЗОНЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ
ШЕЛЬФ—КОНТИНЕНТ В ПОСЛЕДНИЕ 25 000 ЛЕТ
(на примере Восточно-Сибирского моря)**

И.Д. Данилов, И.А. Комаров, А.Ю. Власенко

Московский государственный университет, геологический ф-т, 119899, Москва, Воробьевы горы, Россия

Разработан сценарий развития прибрежно-шельфовой криолитосферы Восточно-Сибирского моря в позднем плейстоцене-голоцене. На его основе составлены количественные математические модели, выполнены соответствующие расчеты на ЭВМ, позволяющие проследить динамику криолитосферы в зоне взаимодействия континент-шельф в последние 25 тыс. лет. Методическими особенностями проведенных исследований, отличающими их от предыдущих, являются: использование моделей эволюционного типа, в которых постановка задач и характеристика природных условий меняются во времени, большая детализация используемых палеорекоstructions, учет теплового взаимодействия суша—атмосфера и морское дно—водная среда. При моделировании использован комплекс параметров: температурный профиль, литологический состав, объемная масса, концентрация солей, влажность и температура оттаивания; учтены также теплофизические свойства пород.

Криолитосфера, динамика, арктический шельф, регрессии, трансгрессии

**DYNAMICS OF CRYOLITHOSPHERE IN THE AREA OF CONTINENT-SHELF
INTERACTION DURING THE LAST 25000 YEARS
(on the example of the East-Siberian Sea)**

I.D. Danilov, I.A. Komarov, A.Yu. Vlasenko

Moscow State University, Department Geology, 119899, Moscow, Vorobjovy Gory, Russia

A new scenario of the East Siberian sea coastal-shelf cryolithosphere evolution during Late Pleistocene-Holocene has been put forward. It serves as the basis for quantitative mathematical models and corresponding computer calculations allowing reconstruction of cryolithosphere dynamics in the area of continent-shelf interaction for the last 25 thousand years. Methodical peculiarities of these investigations which differ them from the previous ones are: use of models of evolutionary type (in which the statement of problem and characteristics of environmental conditions change over time), a detailed description of paleoreconstructions used consideration of thermal interaction between land-atmosphere and sea bottom-water. A complex of parameters used in this model are: temperature profile; lithologic composition; volumetric mass; concentration of salts; humidity of water; melting temperature; thermophysical properties of rocks.

Cryolithosphere, dynamics, the Arctic shelf, transgressions, regressions

Зона взаимодействия „шельф—континент“ охватывает территорию, в пределах которой происходило осушение дна арктических морей в эпохи регрессий и затопление прилегающей суши в эпохи трансгрессий в новейший период их геологической истории. В это же время осуществлялось формирование современной субквальной криолитосферы при сложном взаимодействии суши и моря. Ее динамика определялась главным образом чередованием этапов трансгрессивного и регрессивного развития Полярного

бассейна и, соответственно, изменением площадей принадлежащих ему материковых окраинных морей. Общепринято положение, согласно которому образование многолетнемерзлых пород на арктическом шельфе в широких масштабах происходило только в этапы регрессий и его полного или частичного осушения. Считается, что смена субаэральной среды субквальной во время трансгрессий приводит к активной деградации мерзлых толщ как за счет теплотоков снизу, так и сверху [Жигарев и др., 1982; Фар-

тышев, 1993]. Распространенные в настоящее время на арктическом шельфе толщи мерзлых пород с этих позиций являются реликтовыми.

На основе вышеприведенных представлений строятся модели и схемы расчетов аградации мерзлых толщ в этапы регрессий и деградации в этапы трансгрессий. Последние, проявляясь в крупных масштабах, приводили к исчезновению мерзлых пород в пределах современного арктического шельфа. Особая роль при этом отводится первой позднеплейстоценовой (бореальной или казанцевской) трансгрессии, которая признана наиболее тепловодной. Менее тепловодной, а по мнению некоторых исследователей [Гудина, 1976] даже более тепловодной, была каргинская трансгрессия. Во всяком случае можно считать, что соответствующие ей водоемы не были холоднее современных. Поэтому основной этап формирования современной субаквальной криолитосферы связывают обычно с сартанской регрессией конца позднего плейстоцена, а ее полную или частичную деградацию с последующей трансгрессией.

В зависимости от палеореконокструкций масштабов сартанской регрессии, ее вертикальной амплитуды и палеоклиматических характеристик осушенных территорий рассчитываются существенно различные параметры многолетнемерзлых пород соответствующего возраста. Также весьма отличаются друг от друга расчеты степени их деградации в последующую трансгрессивную фазу в зависимости от принимаемых для расчетов характеристик морских водоемов.

Расчеты глубины промерзания осушенных в сартанскую эпоху территорий шельфа проводились различными авторами. Для территории Баренцева шельфа получена величина в 600 м [Бондарев и др., 1995], для моря Лаптевых — 300—500 м [Жигарев и др., 1982], но для этого же моря имеются и другие результаты: 550—775 м в толщах рыхлых отложений и до 1000—1100 м на участках, сложенных скальными породами [Фартышев, 1993]. Проводившие моделирование и расчеты авторы принципиально расходятся в оценке степени деградации многолетнемерзлых толщ в ходе позднеплейстоценово-голоценовой трансгрессии. Так на карте мощности современной криолитозоны шельфа моря Лаптевых [Фартышев, 1993] показаны практически те же величины, что получены для максимума регрессии — 600—700 м там, где дно сложено мощными толщами рыхлых отложений, и 1000—1100 м там, где близко к поверхности дна подходят скальные породы. В то же время на схемах и профилях других авторов, отражающих развитие криолитозоны того же моря Лаптевых [Жигарев и др., 1982], показано, что сформированные в сартанскую регрессию мерзлые толщи либо полностью, либо частично деградировали и имеют в

настоящее время или островное распространение, или отсутствуют вообще.

Таким образом, дискуссионными остаются наиболее принципиальные вопросы формирования субаквальной криолитосферы арктического шельфа: глубина промерзания в различных в геолого-тектоническом отношении регионах в сартанскую регрессию и, что не менее важно, темпы деградации мерзлых толщ в последующую трансгрессию с учетом литологического состава, льдистости, засоленности пород, давления вышележащих толщ и т.д. Решение этих принципиальных вопросов позволит более надежно оценить геокриологическую ситуацию на разных стадиях развития арктического шельфа: как в прошлом (плейстоцен), так и настоящем, а также разработать достоверный прогноз на будущее.

В плане решения рассмотренных выше проблем прежде всего требует рассмотрения вопрос о масштабах сартанской регрессии. В восточном секторе арктического шельфа понижение уровня моря в это время оценивается в 110—120 м [Аксенов и др., 1987], в 100 м [Фартышев, 1993], в 90—100 м [Хопкинс, 1976], в 50 м [Жигарев и др., 1982] и минимально в 30—50 м [Данилов, Жигарев, 1977]. Авторы, придерживающиеся представлений о понижении уровня моря на 100 м и более, связывают его с гляциоэвстатическим фактором. Однако в этом случае следует объяснить где формировались те огромные ледниковые покровы, куда уходила влага из океана. Наиболее последовательно данный вопрос решается при реконструкциях серии сливающихся ледниковых куполов или единого „Панарктического“ ледникового покрова антарктического типа в пределах арктического шельфа и прилегающих к нему с юга равнин Евразии и Северной Америки [Denton et al., 1981; Гросвальд, 1988]. Из этих построений следует вместе с тем вывод, что арктический шельф находился под ледниковым льдом всю эпоху сартанской регрессии, т.е. с 18—20 до 10, а по некоторым представлениям до 5—6 тыс. лет назад. Отметим также, что если некоторое время назад авторы гипотезы „Панарктического“ ледникового покрова распространяли ее только на Баренцев и Карский шельф, то теперь — на шельф в пределах морей: Лаптевых, Восточно-Сибирского, Чукотского и даже Берингова, в результате чего возможно объяснить понижение уровня Мирового океана на 120—140 и даже 160 м.

Приводимые далес палеореконокструкции базируются прежде всего на конкретном фактологическом материале по арктическим морям сибирского сектора. Этот материал позволяет достаточно полно и корректно восстановить их историю и динамику уровня в последние 25 тыс. лет, поскольку для данного интервала времени и предшествующей ему каргинской

трансгрессии имеются представительные результаты датировок возраста событий радиоуглеродным методом.

Упомянутая выше трансгрессия сформировала на арктическом побережье хорошо выраженную террасу с преобладающей абсолютной высотой 25—35 м [Данилов, 1978]. Наиболее древние датировки возраста морских каргинских отложений, залегающих примерно на современном уровне моря, 42—43 тыс. лет, однако они не охватывают основания разреза; самые молодые — 24—25 тыс. лет [Данилов, 1985; 1987]. Таким образом, время формирования террасы укладывается в диапазон от 50—45 до 25—24 тыс. лет назад. Окончание ее является в то же время началом сартанской регрессии, максимум которой датируется обычно 18—20 тыс. лет назад.

Вопрос о наиболее низком стоянии уровня арктических морей в сартанское время может быть решен двумя способами: выяснением положения подошвы нижнеголоценового аллювия в устьевых частях крупных рек, т.е. величины предголоценового вреза в береговой зоне, и данными по затопленным береговым формам рельефа и континентальным отложениям, находящимся на морском дне. Установлено, что величина вреза крупнейших сибирских рек в их устье составляет 30—50 м.

Затопленные береговые формы рельефа и террасовидные поверхности достаточно четко диагностируются на дне морей восточного сектора Евразии. В Чукотском море затопленные береговые линии и привязанные к ним палеодолы рек фиксируются до глубин 41—52 м [Холкин, 1976]. Радиоуглеродные датировки возраста прибрежно-дельтовых отложений и морских глинистых илов, вскрытые в подводной долине Хоуп, позволяют сделать вывод, что отрицательные формы донного рельефа на глубинах 52 м и более были затоплены морем ранее 16 тыс. лет назад, а поверхности, ограниченные изобатой 41 м, ранее 14600 лет назад [McManus et al., 1984]. Для осадков, залегающих на глубинах 38 и 30 м, имеются даты 13,0 и 11,8 тыс. лет соответственно.

Наиболее хорошо сохранились и изучены затопленные береговые линии и аккумулятивные формы рельефа на дне моря Лаптевых и Восточно-Сибирского. Они зафиксированы на глубинах 50—55, 40—45, 30—35, 20—25 и 10—15 м. Два наиболее глубоких уровня в море Лаптевых (северо-восточная часть) имеют характерное строение голоценовых осадков, вскрытых на глубину 117 см: под приповерхностным слоем глинистых илов с морской микрофауной мощностью 25 см залегают по границе резкого несогласия алевриты и пески с флористическими остатками в виде мелких древесных обломков и растительного дестрита, не содержащие раковин фораминифер.

По растительным остаткам получены 4 датировки радиоуглеродным методом: 18 400, 15 000, 14 200 и 11 040 лет назад [Holms et al., 1974]. Авторы признают репрезентативной датировку 14 200 лет, а другие датировки возможно ошибочными из-за загрязнения привнесенным углеродом. Известно, что в этих случаях происходит обычно омоложение возраста, а не его удревание. Репрезентативной датировку в 14,2, а не 18,4 тыс. лет авторов вынуждает считать привязка положения уровня моря на изобатах 50—40 м к общепринятой гляциоэвстатической кривой, согласно которой уровень Мирового океана 18—20 тыс. лет назад находился на глубинах 100—120 м и более.

Если же отвлечься от гляциоэвстатической кривой, то репрезентативной следует признать наиболее древнюю датировку возраста 18,4 тыс. лет, которая и фиксирует, скорее всего, положение уровня моря в это время на глубинах 40—50 м в восточно-сибирском секторе арктического шельфа. Стабилизация уровня на глубинах 50—55 м может быть датирована 18—20 тыс. лет, а на глубинах 40—45 м — 16—18 тыс. лет. Террасовые уровни на глубинах 30—35 и 20—25 м датировок абсолютного возраста не имеют. Для самого молодого уровня на глубинах 10—15 м получена дата 10 250 лет [Фартышев, 1993].

Для решения вопроса о продолжительности сартанской регрессии необходимо установить время ее окончания и затопления современной территории шельфа. Разнообразные данные по строению побережий и донных осадков сибирских морей свидетельствуют, что в середине голоцена уровень моря превышал современный. На северном побережье Чукотки фиксируются баровые постройки и террасы высотой 2—3, 4—5 и 10—12 м [Данилов и др., 1980], на побережье морей Восточно-Сибирского и Лаптевых на высотах 2—3, 5—7 и 10—11 м [Фартышев, 1993]. Максимум голоценовой трансгрессии датируется обычно интервалом 7—5 тыс. лет назад, следовательно уровень моря достиг современного положения около 8 тыс. лет назад. Из этого и на основе ранее приведенных данных следует, что продолжительность этапа сартанской регрессии, когда уровень моря был ниже современного, составляет порядка 17 тыс. лет (от 25 до 8 тыс. лет назад). В последние 8 тыс. лет имели место кратковременные (1—3 тыс. лет) и незначительные по вертикальному размаху колебания уровня, амплитуда которых не превышала 10—20 м.

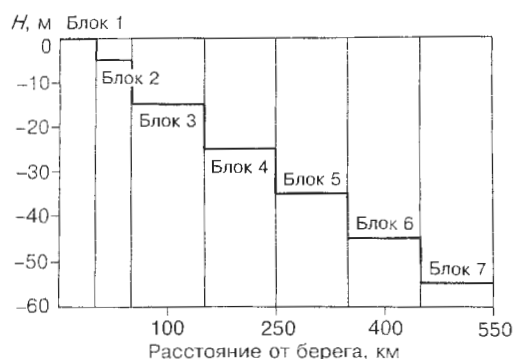
Вышеизложенные палеорекоkonструкции послужили основой для создания расчетной модели развития сибирского сектора арктического шельфа Евразии и криолитосферы в его пределах в последние 25 тыс. лет. Палеотемпературные, временные характеристики и динамика уровня

Палеотемпературные данные на последние 25 тыс. лет

Время, тыс. лет назад	Положение береговой линии (абс. выс.), м	Удаленность береговой линии от ее современного положения, км	Среднеголетняя температура		
			поверхности современной береговой зоны, °С	поверхности в древних береговых зонах, °С	придонного слоя воды, °С
24,5	-5	50	-14,0	-14,5	-1,50
24,0	-15	150	-15,0	-15,5	-1,55
23,0	-25	250	-17,0	-18,5	-1,60
22,0	-35	350	-19,0	-21,5	-1,70
21,0	-45	450	-21,0	-24,5	-1,80
20,0	-55	550	-23,0	-27,5	-1,90
19,0			-25,0	-30,5	
18,0	-45	450	-24,0	-27,5	
17,0			-23,0		
16,0	-35	350	-22,0	-24,4	-1,80
15,0			-21,0		
14,0	-25	250	-20,0	-21,5	
13,0			-19,0	-1,70	
12,0	-15	150	-18,0	-18,5	
11,0			-17,0	-1,60	
10,0	-5	50	-16,0	-15,5	-1,50
9,0			-15,0	-1,55	
8,0	+5	50	-14,0	-13,5	-1,50
7,0	+10	100	-13,0	-12,5	-1,45
6,0	0	0	-12,0	-11,5	-1,40
5,5	+5	50	-13,0	-12,5	-1,45
5,0	-5	50	-14,0	-14,5	-1,50
4,5	-10	100	-15,0	-17,0	-1,55
4,0	-5	50	-16,0	-16,5	-1,60
3,5	0	0	-15,5	-15,5	-1,55
3,0	+5	50	-15,0	-14,5	-1,55
2,0	0	0	-14,0	-14,0	-1,50
1,5	-5	50	-13,5	-14,0	-1,45
1,0	0	0	-13,0	-13,0	
0,0			-14,0	-14,0	-1,50

моря в рассматриваемый этап отражены в таблице.

Происходившие изменения береговой линии носили следующий характер. Стабилизация максимума сартанской регрессии зафиксирована на изобате 55 м в интервале 20—18 тыс. лет назад.



Схематический профиль прибрежно-шельфовой зоны.

Далее происходило скачкообразное повышение уровня моря до изобат 45 м, 35, 25, 15 и 5 м со стабилизацией каждой береговой линии в течение 2 тыс. лет. Образовавшиеся во время голоценовой трансгрессии поверхности стабилизации береговой линии были использованы для выделения ряда блоков при формализации задачи (рисунок).

Для выяснения масштаба промерзания конкретно в сартанский криохрон, принято допущение, что мерзлота перед началом процесса отсутствовала. Другими допущениями являются: определение динамики температурных профилей и фронтов промерзания-оттаивания рассматривается в одномерном приближении; не учитываются процессы влаго- и солепереноса в массиве пород, а также его механические деформации; теплофизические характеристики пород кусочно-постоянны.

Для решения задачи использована явная схема дифференциального уравнения теплопроводности с регуляризацией. Алгоритм для расчета температурного поля разработан и реализован

на кафедре геокриологии [Хрусталеv, 1994]. Расчетная область накладывалась на прямоугольную сетку с выбираемым шагом. Расчет ведется параллельно в температурах и объемах доли талых и мерзлых пород в блоке. По объему относительного содержания талой фазы оценивается состояние породы в расчетных блоках.

Задача решалась для каждого фиксированного блока мощностью 1000 м. Граничные условия на верхней поверхности массива задавались ходом изменения температур во времени по конкретному сценарию (в начальный момент моделирования среднесноголетняя температура поверхности принималась равной $-1,5^{\circ}\text{C}$ с заданным распределением температур по глубине в соответствии с градиентом $0,025\text{--}0,035^{\circ}\text{C}/\text{м}$): для стадии регрессии моря — величиной среднесноголетней температуры поверхности, для стадии трансгрессии — температурой придонного слоя воды. Для прибрежной зоны косвенно учитывалось влияние летнего прогрева отложений на мелководье [Жигарев и др., 1982]. На нижней границе массива были заданы различные величины внутриземных тепловых потоков в диапазоне от $0,023\text{ Вт}/\text{м}^2$ до $0,041\text{ Вт}/\text{м}^2$ [Фартышев, 1993; Геотермическая..., 1970].

Теплофизические характеристики, температура фазовых переходов и содержание незамерзшей воды выбирались из работ [Комаров 1987; Мотенко и др., 1996; Теплофизические..., 1984] согласно двухслойному литологическому разрезу, который представлен алевритами, супесями, суглинками четвертичного возраста (верхние — 45 м) и уплотненными глинами мел-палеогенового возраста (нижняя часть разреза). Влажность пород варьировалась в диапазоне 25—15 % (последнее для уплотненных глин), соответственно, величина объемной массы скелета изменялась от 1750 до 2000 $\text{кг}/\text{м}^3$, коэффициент теплопроводности пород выбирался с учетом засоленности, плотности и влажности и менялся в диапазоне $1,3\text{--}1,65\text{ Вт}/\text{м}\cdot\text{град}$. в талом состоянии и $1,4\text{--}1,8\text{ Вт}/\text{м}\cdot\text{град}$. в мерзлом, а теплоемкость, соответственно, от 2300 до 2250 $\text{Кдж}/\text{м}^3\cdot\text{град}$. в талом состоянии и от 2200 до 1900 $\text{Кдж}/\text{м}^3\cdot\text{град}$. в мерзлом. Температура замерзания (оттаивания) выбиралась с учетом величины засоленности и менялась в пределах от $-0,1$ до $-1,2^{\circ}\text{C}$ для верхней части разреза и бралась постоянной и равной $-0,1^{\circ}\text{C}$ для нижней части разреза. Содержание незамерзшей воды выбиралось также с учетом засоленности (путем осреднения в интересующем диапазоне температур) от 4,5 до 13 % для верхней части разреза, а для нижней части разреза влияние засоленности не учитывалось.

Анализ расчетных результатов показывает, что при заданных значениях температур и величине внутриземного теплопотока $0,041\text{ Вт}/\text{м}^2$

в прибрежной зоне, осушенной в течение 17 тыс. лет, мощность многолетнемерзлых пород (ММП) достигла максимума 8 тыс. лет назад — 380 м, после затопления суши во время фландрской трансгрессии произошла полная деградация многолетнемерзлых пород за счет влияния лучистого теплообмена сверху и внутриземного теплового потока снизу, при этом массив перешел в охлажденное состояние. В массиве охлажденных пород температура повысилась до значений $-0,05^{\circ}\text{C}$, а его кровля и подошва находились на 25 м и 350 м глубинах соответственно. В дальнейшем, во второй половине голоцена под воздействием непродолжительных трансгрессий и регрессий присутствовал аналогичный эффект, но в меньших масштабах и не приводящий к полной деградации вновь образовавшегося мерзлого массива. К настоящему времени мощность ММП по нашим расчетам составляет 345 м при их средней температуре порядка -7°C .

При уменьшении величины внутриземного теплового потока до $0,023\text{ Вт}/\text{м}^2$ мощность ММП к началу затопления (8 тыс. лет назад) увеличилась до 455 м, а деградация за период фландрской трансгрессии составила 70 м сверху и 50 м снизу. При этом в охлажденное состояние перешло 45 м сверху и 50 м снизу, следовательно общая мощность ММП на этот период составила 330 м, а температура повысилась до $-0,5^{\circ}\text{C}$. К настоящему моменту мощность ММП по нашим расчетам составляет 450–455 м при средней температуре массива -7°C .

Повышение величины засоленности верхней части разреза до 0,5 % в прибрежной зоне, при затоплении во время фландрской трансгрессии, способствует полной деградации мерзлых толщ и образованию массива многолетнеохлажденных пород на глубине 35–350 м. При уменьшении величины внутриземного теплового потока до $0,023\text{ Вт}/\text{м}^2$ происходит неполная деградация мерзлых пород на 50 м сверху за счет лучистого теплообмена и 50 м снизу за счет влияния теплового потока; на глубинах 25–50 м и 450–400 м сформировались многолетнеохлажденные породы. На положение нулевой изотермы во время последовавшей регрессии моря значительного влияния засоление не оказало и к настоящему времени мощность ММП с засоленной верхней частью разреза равна мощности многолетнемерзлых незасоленных пород. Для остальных вариантов расчета центральной и внешней зоны шельфа засоление не учитывалось, так как к моменту начала регрессии верхняя засоленная часть разреза уже находилась в мерзлом состоянии.

Осушение центральной зоны произошло 23 тыс. лет назад и к началу ее затопления во время фландрской трансгрессии 12 тыс. лет назад здесь успела сформироваться 370 м толща мерз-

рых пород. Трансгрессия вызвала деградацию ММП за счет внутриземного теплового потока и на настоящее время ее подошва поднялась до 240 м, а в охлажденное состояние перешло 20 м; температура мерзлого массива повысилась от $-1,5^{\circ}\text{C}$ до $-0,1^{\circ}\text{C}$. В случае уменьшения величины внутриземного теплового потока до $0,023 \text{ Вт/м}^2$ к началу затопления 12 тыс. лет назад здесь образуется 425 м мерзлая толща. Деградация ММП составила 75 м снизу за счет теплового потока и в многолетнеохлажденное состояние перешли породы, находящиеся на глубинах 350—375 м.

К концу сартанской регрессии произошло осушение внешней части шельфа. За период осушения (20—18 тыс. лет назад) образовались 210 м толщи мерзлых пород. Начавшаяся фландрская трансгрессия повысила температуру мерзлых толщ, а внутриземной тепловой поток способствовал деградации мерзлых толщ, и к настоящему времени температура массива мерзлых пород составляет $-0,1^{\circ}\text{C}$ — $-1,5^{\circ}\text{C}$, подошвы мерзлых и охлажденных пород находятся на 140 м и 150 м, соответственно. В случае понижения внутриземного теплового потока до $0,023 \text{ Вт/м}^2$ максимальная величина ММП, образовавшихся за период 20—18 тыс. лет назад, составляет 235 м, последовавшая фландрская трансгрессия сокращает это значение на 60 м и приводит к формированию 10 м толщи охлажденных пород.

Общий вывод по результатам проделанного моделирования заключается в существовании ММП и многолетнеохлажденных пород (МОП) на шельфе. В прибрежной части мощность мерзлых пород составляет 345—455 м, в центральной части шельфа на изобате 25 м значения мощности ММП и МОП равны 240—350 м и 20—25 м, соответственно. На внешней кромке шельфа, на изобате 55 м мощность мерзлой толщи — 140—175 м, а охлажденной — 10 м.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект 96-05-65854.

Литература

Аксенов А.А., Дунаев Н.Н., Ионин А.С. и др. Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время. М., Наука, 1987, 277 с.
Бондарев В.Н., Длугач А.Г., Локтев А.С. Субаквальная криолитозона Печорского и Карского морей, перспективы изучения мерзлых грунтов//13-я Международная конференция по портовым и океанским сооружениям в арктических условиях. Август, 15—18, 1995. Мурманск, 6 с.

Геотермическая карта СССР масштаба 1 : 5 000 000 (объяснительная записка). М., Наука, 1966, 180 с.

Гросвальд М.Г. Оледенение антарктического типа в Северном полушарии (на пути к новой глобальной ледниковой теории) // Мат-лы гляциологических исследований. М., ВИНТИ, 1988, вып. 63, с. 3—25.

Гудина В.И. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена Севера СССР. Новосибирск, Наука, 1976, 128 с.

Данилов И.Д. Плейстоцен морских субарктических равнин. М., Изд-во МГУ, 1978, 198 с.

Данилов И.Д. Развитие континентальной окраины северной Евразии в позднем кайнозое // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М., Наука, 1985, с. 48—57.

Данилов И.Д. К гипотезе покровного оледенения арктического шельфа и прилегающих равнин севера Евразии // Изв. АН СССР, сер. геогр., 1987, № 2, с. 80—88.

Данилов И.Д., Жигарев Л.А. Некоторые аспекты морской криологии арктической литорально-шельфовой зоны // Географические проблемы изучения Севера. М., Изд-во МГУ, 1977, с. 115—135.

Данилов И.Д., Недешева Г.Н., Полякова Е.И. Стресс и развитие лагун и баров арктического побережья Чукотки // Геоморф., 1980, № 4, с. 77—84.

Жигарев Л.А., Суходольская Л.А., Чернядьев В.П. Криолитозона арктических морей в позднем плейстоцене и голоцене // Вестн. МГУ, сер. геогр., 1982, № 4, с.93. Деп. ВИНТИ, № 1455, 1982.

Комаров И.А., Мотенко Р.Г., Смирнова Н.Н. О характере изменения температур оттаивания засоленных грунтов // Инженерно-геологические проблемы Забайкалья. Чита, 1987, с.13.

Мотенко Р.Г., Комаров И.А. Результаты экспериментальных исследований фазового состава влаги засоленных мерзлых грунтов // Материалы I конференции геокриологии России, кн. 2. М., 1996, с. 287—291.

Теплофизические свойства горных пород. М., Изд-во МГУ, 1984.

Фартышев А.И. Особенности прибрежно-шельфовой криолитозоны моря Лаптевых. Новосибирск, Наука, 1993, 135 с.

Хопкинс Д.М. История уровня моря в Берингии за последние 250 000 лет // Берингия в кайнозое. Владивосток, Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1976, с. 9—25.

Хрусталева Л.Н., Емельянов Н.В., Пустовойт Г.П., Яковлев С.В. Программа расчета теплового взаимодействия инженерных сооружений с вечномерзлыми грунтами WARM Рос АПО. Свидетельство № 940281 от 12.07.1994.

Denton G.N., Hyghes T.J. The Last Great Ice Seet. N-Y., Wille, 1981, 484 p.

Holms M.L., Creager J.S. Holocene History of the Laptev Sea Continental Shelf // Marine geology and oceanography the Arctic Seas. Berlin, 1974, p. 210—229.

McManus D.A., Creager J.S. Sea-Level date for parts of the Bering-Chukchi Shelves of Beringia from 19000 to 10000 14C yr.B.P. // Quat. Res., 1984, vol. 21, p. 317—325.

Поступила в редакцию
6 июня 1997 г.