

ПАЛЕОГЛЯЦИОЛОГИЯ

УДК551.511

doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-231-242

Влияние рифтовых зон и термокарстовых озёр на формирование субаквальной мерзлоты и зоны стабильности метаногидратов шельфа моря Лаптевых в плейстоцене

© 2018 г. В.В. Малахова^{1*}, А.В. Елисеев²⁻⁴

¹Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия; ²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ³Институт физики атмосферы имени А.М. Обухова РАН, Москва, Россия; ⁴Казанский федеральный университет, Казань, Россия

*malax@sscc.ru

Influence of rift zones and thermokarst lakes on the formation of subaqueous permafrost and the stability zone of methane hydrates of the Laptev Sea shelf in the Pleistocene

V.V. Malakhova^{1*}, A.V. Eliseev²⁻⁴

¹Institute of Numerical Mathematics and Mathematical Geophysics, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia; ²Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ³Obukhov Institute of Atmospheric Physics of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; ⁴Kazan Federal University, Kazan, Russia

*malax@sscc.ru

Received August 1, 2017

Accepted January 19, 2018

Keywords: Arctic shelf, glacial cycles, methane hydrates, permafrost, thermokarst lakes.

Summary

This paper presents results of the analysis of the influence of talik zones associated with thermokarst lakes and processes in rift zones on the dynamics of subaqueous permafrost and zones of stability of methane hydrates for conditions of the Laptev Sea shelf. The model of thermophysical processes in the bottom sediments together with the scenario of climate change on the Arctic shelf for the last 400 thousand years (kyr) were used. Typical value of geothermal heat flux for the most part of the shelf and for the shallow shelf (with the present-day depth of ≤ 50 m) is estimated as 60 mW/m^2 . It is shown that with this value the duration of the interglacials and the corresponding ocean transgression periods is not sufficient for the complete degradation of permafrost and destruction of the gas hydrates. For a deeper shelf, however, the complete disappearance of the stability zone of the methane hydrates is possible during the interglacial periods. In the areas of oceanic faults (rifts), higher values of the deep heat flux increase rates of degradation of the underwater permafrost rocks in the interglacial periods as compared with the condition when the heat flux is 60 mW/m^2 . Intensification of degradation of the subsea permafrost is manifested in areas where thermokarst lakes arise, but here it is associated with the temperature rise at the upper boundary of the bottom sediments. The presence of the rift zones and/or the thermokarst lakes promotes decreasing of the present-day thickness of the permafrost, and simultaneous impact of these two factors can lead to a through thawing of the shelf in the interglacials (including Holocene).

Citation: Malakhova V.V., Eliseev A.V. Influence of rift zones and thermokarst lakes on the formation of subaqueous permafrost and the stability zone of methane hydrates of the Laptev Sea shelf in the Pleistocene. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018. 58 (2): 231–242. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-231-242

Поступила 1 августа 2017 г.

Принята к печати 19 января 2018 г.

Ключевые слова: арктический шельф, гидраты метана, ледниковые циклы, многолетнемёрзлые породы, термокарстовые озёра.

Проведён модельный анализ характеристик многолетнемёрзлых пород и зоны стабильности газовых гидратов на арктическом шельфе для последних 400 тыс. лет. При интенсивности геотермического потока 60 мВт/м^2 для мелководного шельфа (с современной глубиной моря ≤ 50 м) продолжительность межледниковий и соответствующих периодов трансгрессии океана недостаточна для полной деградации многолетнемёрзлых пород и разрушения газогидратов. При более глубоководном шельфе возможно полное исчезновение зоны стабильности газовых гидратов во время межледниковий.

Введение

Существование многолетнемёрзлых пород (субаквальной мерзлоты) мощностью до нескольких сотен метров в пределах мелководных шельфов морей Северного Ледовитого океана создаёт условия для образования газогидратных залежей на шельфе с небольшой современной глубиной моря (до 100 м) [1, 2]. Субаквальная мерзлота формировалась во время оледенений плейстоцена, когда шельф обнажался в результате океанической регрессии. В межледниковья во время трансгрессии океана мёрзлые толщи разрушаются под относительно тёплыми и солёными морскими водами, что может вызывать нарушение термодинамических условий существования газовых гидратов.

По данным исследований последних лет установлена повышенная концентрация метана в морской воде и атмосфере Арктики [3]. Одна из возможных причин этого – выделение метана при оттаивании многолетнемёрзлых пород (ММП) шельфа и соответствующем разрушении газогидратных залежей в результате современного потепления климата [4]. Однако временной масштаб распространения теплового сигнала в донных отложениях мощностью несколько сотен метров составляет от нескольких тысяч лет [1, 5] до 15 тыс. лет [6]. Следовательно, повышенные концентрации метана в Арктике могут быть связаны с оттаиванием нижних горизонтов мёрзлых толщ шельфа и соответствующим потоком метана из глубинных слоёв донных отложений [7, 8].

На шельфе восточных арктических морей России эмиссия метана может быть также обусловлена развитием субмаринных таликов. Сформированные в голоцене талики под термокарстовыми озёрами приводят к более быстрым темпам деградации мёрзлых пород после затопления их морем [9–11]. На шельфе, в зонах активных разломов (рифтов) могут возникать и сквозные талики, связанные с аномально большими значениями геотермического потока [12]. Рифтовые системы известны и в Чукотском море [13], и в море Лаптевых [12]. По данным работы [14], восточно-сибирская рифтогенная впадина занимает большую часть Восточно-Сибирского моря.

Цель данной работы – моделирование влияния таликовых зон, связанных с термокарстовыми озёрами, и процессов в рифтовых районах на динамику субаквальных многолетнемёрзлых пород и

зону стабильности газовых гидратов (ЗСГГ) в условиях климатических изменений на территории шельфа моря Лаптевых на протяжении последних четырёх ледниковых циклов. В этом регионе газовые гидраты могут существовать в условиях субаквальной мерзлоты [1, 2, 7].

Термофизические свойства донных отложений характеризуются заметными региональными особенностями [1]. В настоящее время учитывать эти особенности сложно ввиду неполноты существующих измерений. В связи с этим в настоящей работе поставлены идеализированные численные эксперименты с моделью теплофизических процессов в донных отложениях, цель которых – общий анализ физических условий формирования многолетнемёрзлого состояния пород донных отложений, а также частичной или полной деградации такого состояния, в том числе возникновения сквозного талика. В работе анализируются два возможных механизма, интенсифицирующих деградацию многолетнемёрзлых пород – большие значения интенсивности геотермического потока тепла в рифтовых зонах и увеличение температуры на верхней границе обнажённого (при океанических регрессиях) шельфа за счёт возможного формирования термокарстовых озёр. Такие озёра могли существовать перед началом трансгрессии на осушенном шельфе [10].

Специально отметим, что, несмотря на использование ряда параметров, характерных для шельфа моря Лаптевых, идеализированная постановка численных экспериментов в данной работе делает нецелесообразным явную географическую привязку полученных результатов

Численные эксперименты

Модель теплофизических процессов в донных отложениях и в зоне стабильности газовых гидратов. В работе используется данная модель [15, 16]. Распределение температуры в донных отложениях вычисляется как решение нестационарного одномерного уравнения теплопроводности

$$C_i \partial T / \partial t = (\partial / \partial z) (\lambda_i \partial T / \partial z), \quad (1)$$

где C_i – объёмная теплоёмкость грунта на единицу площади; T – температура грунта; t – время; z – глубина (отсчитываемая от верхней границы дон-

ных отложений); λ_i – коэффициент теплопроводности грунта, нижний индекс i принимает значение «М» (мёрзлый грунт) или «Т» (талый грунт).

Температура на границе между мёрзлыми и талыми породами $z = z_F$ равна температуре замерзания воды с учётом её солёности:

$$T = T_F. \quad (2)$$

Приведём условие Стефана для подвижной границы раздела фаз воды $z = z_F$:

$$\lambda_T (\partial T / \partial z)_T - \lambda_M (\partial T / \partial z)_M = LW \partial z_F / \partial t, \quad (3)$$

где L – удельная теплота замерзания и таяния воды в порах грунта; W – его влагосодержание (в долях от полного объёма грунта); нижние индексы «Т» и «М» у градиентов температуры указывают, что они вычисляются в талом и мёрзлом слоях грунта соответственно.

Температура верхней границы донных отложений ($z = 0$)

$$T = T_B. \quad (4)$$

На нижней границе расчётного домена донных отложений ($z = H_S$) задаётся геотермический поток G :

$$G = \lambda_T \partial T / \partial z. \quad (5)$$

При этом считается, что H_S достаточно велика, чтобы здесь на протяжении всего расчётного времени не формировалась субквальная мерзлота. В настоящей работе $H_S = 1500$ м. Считается, что донные отложения насыщены влагой и содержание воды в каждом слое равно его пористости. Изменение солёности поровой влаги в порах донных отложений шельфа в модели не учитывается. Это изменение можно учесть подобно, рассмотренному в работах [5, 7]. Однако в исследовании [5] при затоплении шельфа даже на расстоянии 300 км от берега (в [5] оно соответствует глубине моря на шельфе $H_B = 50$ м) на уровне 40 м под дном солёность поровой влаги донных отложений не превышает 4%. Ниже 50–70 м от поверхности дна солёность поровых вод составляет 0,4–1%. Это соответствует температуре замерзания поровых вод $T_F \geq -1$ °С. В расчётах мы принимаем $T_F = -1$ °С. Использование температуры замерзания -1 °С не позволяет нам определить географические особенности распределения ММП, но даёт возможность исключить часть донных отложений, которые

могут находиться в талом состоянии при засолении поровых вод, например, в результате предыдущих трансгрессий [5].

Уравнения (1)–(5) решаются методом прогонки на дискретной вычислительной сетке с вертикальным шагом 0,5 м. Одновременно с вычислением температуры донных отложений в модели вычисляются положения границ зоны стабильности газогидратов метана. При этом используются соотношения из модели TOUGH+HYDRATE [17].

Постановка численных экспериментов. Вычисления проведены для интервала от 400 тыс. лет назад (л.н.) до настоящего времени. При задании начальных условий предполагается, что шельф находится под уровнем моря и мёрзлые породы отсутствуют. Начальное распределение температуры в донных отложениях рассчитывается из соотношения

$$T(z_j, t = 0) = T(z_{j-1}, t = 0) + (z_j - z_{j-1})G/\lambda_j,$$

где j – номер расчётного уровня ($j = 1, \dots, N$, при $j = 1$; $z_0 = 0$ – поверхность дна, при $j = N$, $z_N = H_S$).

Температура поверхности $T_B = T(z_0, t)$ в расчётах задаётся в виде $T_B = T_W$ в периоды океанических трансгрессий (T_W – температура придонной воды на шельфе моря Лаптевых). Принимается, что после затопления шельфа морем температура морской воды существенно не отличается от современной, соответствует среднегодовым значениям для моря Лаптевых [8], зависит от координат и меняется от берега в сторону бровки шельфа следующим образом:

1) $T_W = -1,3$ °С при $H_B = 10$ м; $-1,4$ °С при 20 м; $-1,5$ °С при 30 м; $-1,7$ °С при 50 м; $-1,8$ °С при 70 м и $-1,9$ °С при 100 м;

2) $T_B = T_G + T_V(t)$, если шельф обнажён (т.е. в периоды регрессий океана), где $T_G = -12$ °С – среднегодовая температура приземного воздуха на шельфе моря Лаптевых [18], а $T_V(t)$ – отклонение температуры от её современного значения по данным бурения на станции Восток (Антарктида) [19]. При этом несинхронность аномалий температуры в плейстоцене между Арктикой и Антарктикой, которая может достигать 1,5 тыс. лет [20], не учитывается. Вместе с тем для максимума последнего оледенения (21 тыс. л.н.) T_V неплохо согласуется с результатами реконструкции температуры Северной Евразии по пыльцевым данным [21];

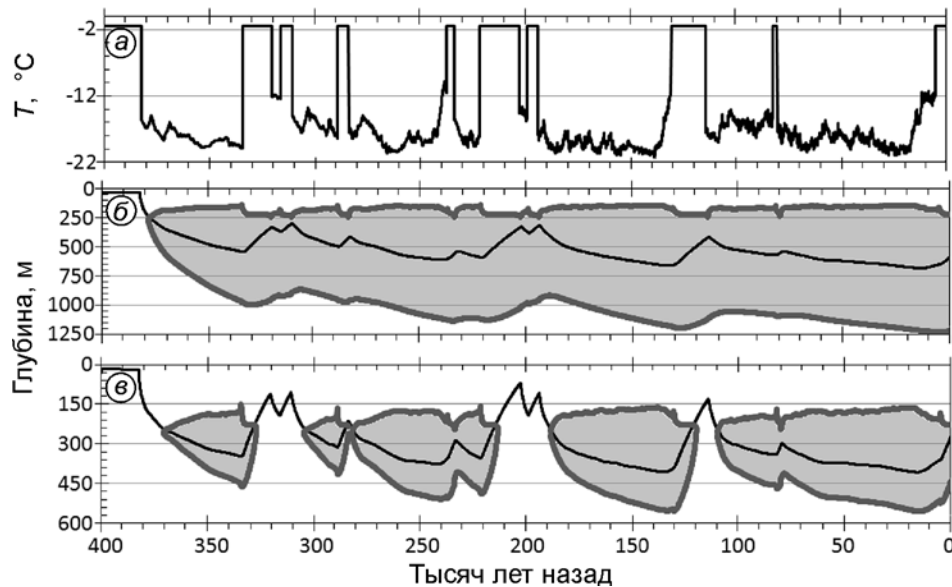


Рис. 1. Температура поверхности шельфа с современной глубиной $H_B = 20$ м (а), а также глубина основания зоны многолетнемерзлых пород (чёрная линия) и расположение зоны стабильности гидратов метана (серая заливка), полученные в численных экспериментах G60 (б) и G100R (в) при том же значении глубины шельфа $H_B = 20$ м

Fig. 1. Temperature at the top of the sediments with contemporary depth $H_B = 20$ m (a), depth of the permafrost base (black line) and hydrate stability zone (gray shading) in simulation G60 (b) and simulation G100R (v) for the same contemporary depth $H_B = 20$ m

3) $T_B = T_T = +2$ °C при развитии термокарстового озера [9, 17].

Другие процессы, связанные с влиянием термокарстовых озёр на теплофизическое состояние шельфа (например, изменение теплофизических параметров верхнего слоя грунта при развитии и последующем дренировании термокарстового озера, вертикальное перемешивание тепла за счёт циркуляции в озере или образование льда в озере зимой [22]) не учитывались. Предполагается, что при затоплении озера морской водой происходит засоление воды в озере и далее – засоление озёрных отложений, что приводит к понижению T_F . После затопления озера T_F задаётся с учётом солёности, повышаясь от $-1,8$ до -1 °C от поверхности дна в глубь осадков до 30 м [23]. Ниже указанной глубины $T_F = -1$ °C.

Изменение уровня океана задано по данным бурения на станции Восток [24]. Для последнего ледникового цикла заданы изменения уровня моря непосредственно для моря Лаптевых по данным исследования [25]. Отметим, что моменты затопления и обнажения шельфа в ледниковых циклах в расчётах соответствуют современной глубине моря H_B , которая

изменяется от 10 до 100 м. Изменение температуры поверхности шельфа за весь период расчёта показано на рис. 1, а и рис. 2, а для двух значений H_B . В частности, в период последней трансгрессии океана затопление шельфа с глубинами 100–70 м произошло 15–13 тыс. л.н., с глубинами 70–50 м – 13–11 тыс. л.н., с глубинами 50–30 м – 8 тыс. л.н., с глубиной 20 м – 5 тыс. л.н. и с глубиной 10 м – 4 тыс. л.н. [25].

Авторами проведены следующие численные эксперименты (таблица):

1) G60: использовались значения теплофизических параметров, характерных для большей части шельфа. Интенсивность геотермального потока в этом расчёте $G = 60$ мВт м² [26, 27]. Возможное формирование термокарстовых озёр не учитывалось;

2) G100R: подобно G60, но теплофизические параметры шельфа были заданы в соответствии со значениями, типичными для рифтовых зон [12], так $G = 100$ мВт м²;

3) G60T: до $t_T = 13$ тыс. л.н. идентичен G60; начиная с 13 тыс. л.н. в расчётах G60 учитывается развитие термокарстовых озёр. Расчёты проводились только для $H_B \leq 30$ м, так как более

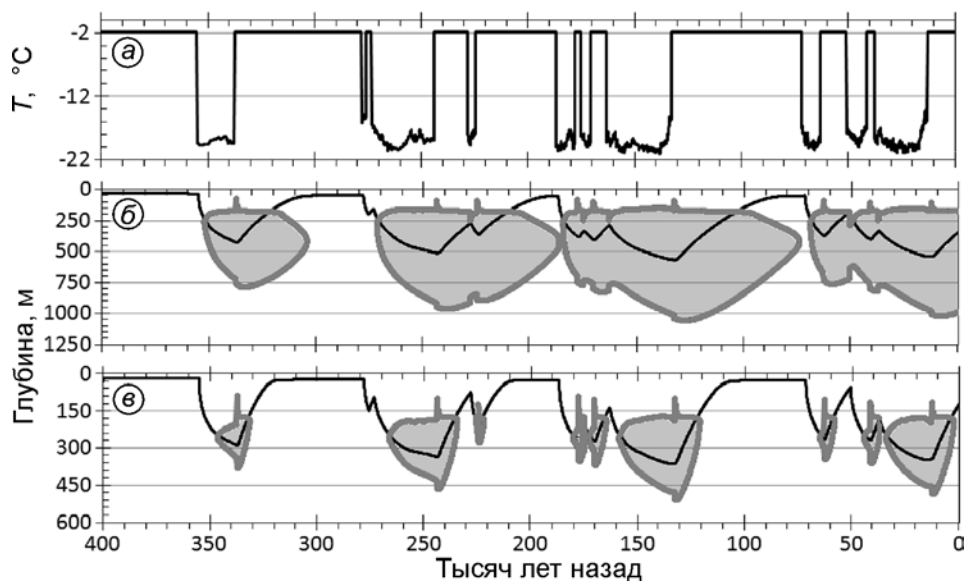


Рис. 2. Подобно рис. 1, но для шельфа с современной глубиной $H_B = 70$ м
 Fig. 2. Similar to Fig. 1, but for contemporary depth $H_B = 70$ m

Термофизические свойства донных отложений шельфа в различных численных экспериментах

Параметры	Численный эксперимент			
	G60	G100R	G60T	G100RT
Учёт термокарста	Не учитывается		Последние 13 тыс. лет	
Температура фазовых переходов $T_f, ^\circ\text{C}$	-1	-1	От -1,8 до -1	
Пористость на глубине z	0,2	0,40 при $0 \leq z \leq 10$ м	Идентично G60	Идентично G100R
		0,30 при $10 \text{ м} < z \leq 750$ м		
		0,15 при > 750 м		
Теплоёмкость талых пород $C_p, \text{кДж м}^{-3} \text{K}^{-1}$	2800	3150 при $0 \leq z \leq 10$ м		
		2850 при $10 \text{ м} < z \leq 750$ м		
		2670 при > 750 м		
Теплоёмкость мёрзлых пород $C_f, \text{кДж м}^{-3} \text{K}^{-1}$	2080	2380 при $0 \leq z \leq 10$ м		
		2640 при $10 \text{ м} < z \leq 750$ м		
		2300 при > 750 м		
Теплопроводность талых пород $\lambda_t, \text{Вт м}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$	1,8	1,94 при $0 \leq z \leq 10$ м		
		1,74 при $10 \text{ м} < z \leq 750$ м		
		1,82 при > 750 м		
Теплопроводность мёрзлых пород $\lambda_f, \text{Вт м}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$	2,2	2,08 при $0 \leq z \leq 10$ м		
		2,20 при $10 \text{ м} < z \leq 750$ м		
		2,35 при > 750 м		
Геотермический поток $G, \text{мВт м}^{-2}$	60	100		

глубоководные шельфы в этот период начинают затопляться морской водой и времени для образования подошренных таликов недостаточно;

4) G100RT: до $t_T = 13$ тыс. л.н. идентичен G100R; начиная с t_T , в расчётах G100R учитывается развитие термокарстовых озёр. Расчёты велись для $H_B \leq 30$ м.

Результаты

Динамика характеристик многолетнемёрзлых пород и зоны стабильности газовых гидратов шельфа в расчёте G60. Сильная зависимость продолжительности периодов затопления или осушения шельфа от его современной глуби-

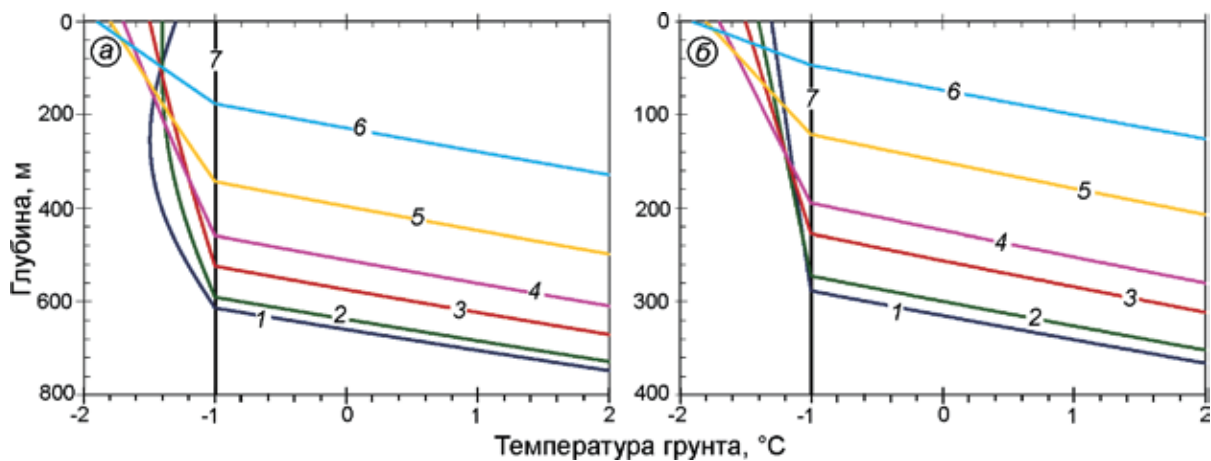


Рис. 3. Вертикальные профили температуры донных отложений шельфа при различной глубине моря: 1 – 10 м; 2 – 20 м; 3 – 30 м; 4 – 50 м; 5 – 70 м; 6 – 100 м; получены в численных экспериментах G60T (а) и G100RT (б) для современного состояния шельфа; профиль 7 – температура замерзания в этих экспериментах

Fig. 3. Vertical profiles of temperature in the sediments for the contemporary shelf depths: 1 – 10 m; 2 – 20 m; 3 – 30 m; 4 – 50 m; 5 – 70 m; 6 – 100 m obtained for the present day state in simulations G60T (a) and G100RT (b); line 7 is a freezing temperature

ны H_B определяет формирование ММП различной мощности: при увеличении H_B возрастает продолжительность периодов трансгрессии и соответствующих периодов деградации субаквальной мерзлоты (см. рис. 1, б и рис. 2, б). Арктический шельф можно разделить на мелководный ($H_B = 10 \div 30$ м) и глубоководный ($H_B = 50 \div 100$ м). Для мелководного шельфа периоды затопления океаном относительно коротки и ММП не исчезают в межледниковья. Для глубоководного шельфа периоды трансгрессии длиннее, и в этом случае отмечается значительная деградация ММП. Во время океанических регрессий глубина залегания нижней границы ММП z_p в зависимости от ледникового цикла составляет от 540 до 670 м для $H_B = 20$ м и от 410 до 560 м для $H_B = 70$ м. Поскольку в этом расчёте верхняя граница ММП в период океанических регрессий совпадает с поверхностью донных отложений, то таких же значений достигает и мощность ММП шельфа h_p . В периоды океанических трансгрессий в зависимости от продолжительности положения данного участка шельфа под уровнем моря глубина залегания нижней границы ММП уменьшается до 320–420 м для участка шельфа с современной глубиной моря 20 м и приблизительно до 50 м для участка шельфа с глубиной моря 70 м.

При затоплении шельфа морем подводная мерзлота деградирует со стороны верхней и ниж-

ней границ. Скорость оттаивания ММП со стороны нижней границы при этом максимальна в начальный период затопления с типичным значением 1,7 см/год и не зависит от H_B . Эта скорость в последние 1000 лет расчёта приобретает зависимость от современной глубины шельфа (ввиду связи между длительностью трансгрессии и глубиной моря), и её величина ниже, чем в начальный период затопления. Например, при $H_B = 100$ м скорость деградации понижается до 1,3 см/год. Мощность ММП в конце расчёта зависит от современной глубины шельфа и составляет 172 м при $H_B = 100$ м, 460 м при 50 м и 615 м при 10 м (рис. 3, а). Температура ММП равна $-1,9 \div -1$ °C и зависит от глубины моря H_B (см. рис. 3, а).

При достижении мощности ММП около 250 м начинается формирование ЗСГГ (см. рис. 1, б и рис. 2, б). Подобно динамике границ ММП, динамика границ ЗСГГ зависит от современной глубины шельфа. При $H_B \leq 30$ м ЗСГГ не исчезает и в периоды морских трансгрессий, причём её мощность меняется незначительно. Для шельфа с глубиной моря более 50 м при относительно длительных периодах трансгрессий термодинамические условия существования газогидратов нарушаются. Отметим, что в начальный период трансгрессии (с соответствующим повышением давления на дно) ЗСГГ даже увеличивается в течение нескольких столетий. В последующем рост температуры в донных отложениях

приводит к сокращению зоны стабильности газовых гидратов. Полное исчезновение этой зоны наблюдается в начале периода регрессии и промерзания шельфа, что объясняется уменьшением давления за счёт падения уровня моря (например, 187 тыс. л.н. для $H_B = 70$ м, см. рис. 2, б). Накопление свободного метана в результате разрушения газовых гидратов могло происходить в донных отложениях шельфа для $H_B \geq 70$ м только в эпохи трансгрессий. Таким образом, несмотря на значительные вариации уровня моря в ледниковых циклах плейстоцена, основную роль в формировании отклика ЗСГГ играет изменение температуры поверхности T_B в этих циклах.

Мощность ЗСГГ h_s , как и мощность ММП h_p , увеличивается с уменьшением глубины моря, но для h_s это увеличение менее выражено, чем для h_p , что объясняется стабилизирующим влиянием повышения давления в осадках из-за массы слоя морской воды. Современное значение мощности ЗСГГ составляет 1004 м для $H_B = 10$ м и 595 м для $H_B = 100$ м. При этом для $H_B = 20$ м зона стабильности газовых гидратов существует в слое донных отложений от 225 до 1300 м, где температура пород $-1,38 \div -15$ °С. Для $H_B = 70$ м гидраты устойчивы в слое донных отложений от 175 до 990 м с температурой пород $-1 \div -17,5$ °С (см. рис. 3, а). Полученные в настоящей работе современные значения мощности ЗСГГ несколько больше соответствующих значений, приведённых в [1]. Кроме того, отклик толщины ЗСГГ на изменение температуры поверхности донных отложений запаздывает относительно соответствующего отклика мощности мёрзлого слоя.

Влияние рифтовых зон на характеристики субаквальной мерзлоты и зоны стабильности газовых гидратов. Увеличение интенсивности геотермического потока в численном эксперименте G100R приводит к уменьшению глубины залегания нижней границы слоя ММП и соответственно к снижению мощности ММП относительно этих значений, полученных в численном эксперименте G60. В последние два оледенения максимальная глубина залегания нижней границы ММП z_p уменьшилась до 405–407 м для $H_B = 20$ м (см. рис. 1, в) и до 350–360 м для $H_B = 70$ м (см. рис. 2, в). В последние два межледниковья величина z_p также поднимается значительно выше, чем в расчёте G60: до глубины

77–130 м от поверхности дна для $H_B = 20$ м и до 20–30 м от поверхности дна для участка шельфа с современной глубиной моря 70 м.

Интенсивный геотермический поток увеличивает скорость оттаивания субаквальных ММП снизу во время затопления шельфа. Например, затопление шельфа моря Лаптевых на современной изобате $H_B = 20$ м произошло около 5 тыс. л.н., что сопровождалось резким повышением температуры с $-11,8$ до $-1,4$ °С на верхней границе донных отложений, а также нагревом всей расчётной толщи осадков, правда, с запаздыванием в несколько тысяч лет. Для настоящего времени температура ММП шельфа повышается до $-1,9 \div -1$ °С (см. рис. 3, б). Подобно результатам численного эксперимента G60, в расчёте G100R скорость смещения z_p вверх в межледниковья уменьшается при увеличении H_B . При этом для $H_B \leq 70$ м эта скорость оказывается больше, чем в эксперименте G60, а при H_B более 70 м – меньше. На границах расчётного домена отношение скоростей смещения z_p в упомянутых численных экспериментах различается в полтора раза. Современная мощность ММП в численном эксперименте G100R равна 40–290 м и зависит от H_B , что на несколько сотен метров меньше, чем в эксперименте G60 (см. рис. 3, б).

Теплофизические характеристики осадков в рифтовых зонах принципиально влияют на динамику зоны стабильности газовых гидратов. В отличие от результатов численного эксперимента G60, в расчёте G100R зона стабильности газовых гидратов формируется только в периоды океанических регрессий. При увеличении H_B время существования ЗСГГ значительно сокращается. Подобно [6], основную роль в динамике ЗСГГ играют изменения температуры T_B . Однако для ряда временных интервалов, когда состояние системы на диаграмме «температура–давление» близко к равновесной кривой ЗСГГ, существенную роль играет и давление, создаваемое массой морской воды и поровой влаги. В настоящее время зона стабильности газовых гидратов в условиях рифтовых зон сохраняется только для областей шельфа с $H_B \leq 50$ м, и её толщина равна 214–110 м. На внешней части шельфа (при $H_B \geq 70$ м) ЗСГГ полностью разрушилась в голоцене: примерно 3 тыс. л.н. при $H_B = 70$ м и 7 тыс. л.н. при $H_B = 100$ м.

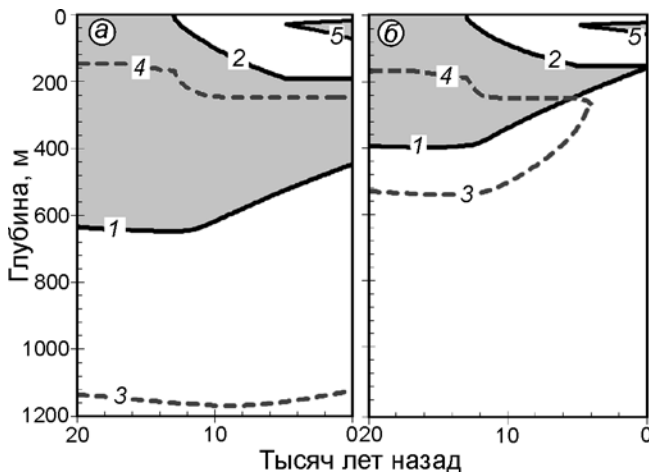


Рис. 4. Глубина (отсчитываемая от дна) нижней (1) и верхней (2) границ зоны многолетнемерзлых пород и расположение нижней (3) и верхней (4) границ зоны стабильности гидратов метана, а также границы слоя области мерзлых пород, образованных вследствие воздействия термокарстового озера (5), полученные в численных экспериментах G60T (а) и G100RT (б) для современной глубины шельфа $H_B = 20$ м

Fig. 4. The depth (below the top of the sediments) of the bottom (1) and top (2) boundaries of the permafrost as well as depths of the hydrate stability zone top (3) and bottom (4) boundaries and the boundaries of the permafrost layer developed due to impact of termokarst lake (5) in simulations G60T (a) and G100RT (b) for the shelf of the contemporary depth $H_B = 20$ m.

Влияние термокарстовых озёр. В численном эксперименте G60T к началу образования 13 тыс. л.н. подошва ММП находилась на глубине порядка 640 м от поверхности дна озера (рис. 4, а). Повышение T_B при развитии термокарстового озера приводит к росту температуры донных отложений. В верхних 180 м этих отложений температура повышается до значений выше T_F , что приводит к разрушению многолетнемерзлых пород донных отложений и образованию несквозного талика (см. рис. 4, а). Скорость разрушения верхних горизонтов ММП максимальна в период существования озера и составляет 4–8 см/год. Мощность ММП уменьшается при этом и со стороны нижней границы со скоростью 1,7 см/год. Эта скорость близка к полученной в эксперименте G60 для тех же значений H_B .

В результате нагрева температура слоя мерзлого грунта повышается почти до -1 °С, т.е. до значения T_F . Как следствие, профиль температуры в слое мерзлых донных отложений становится

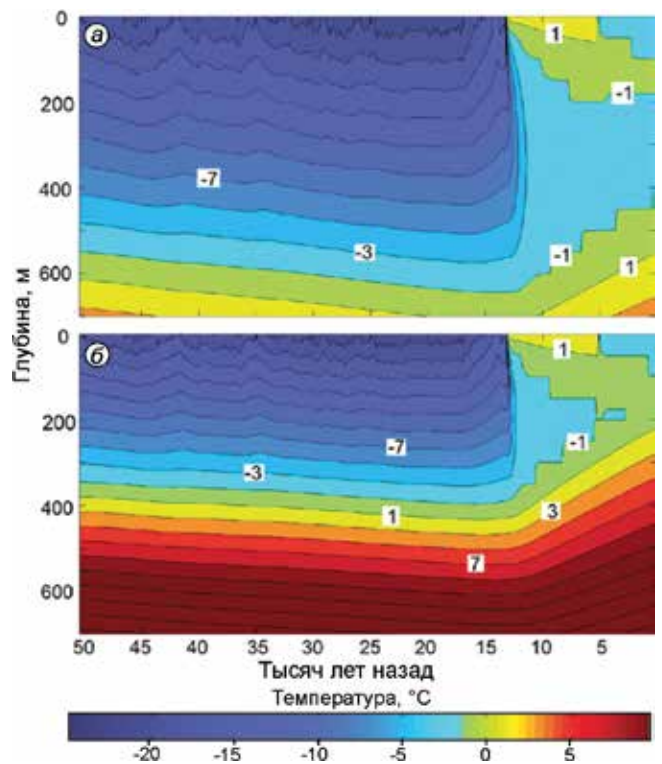


Рис. 5. Температура слоя донных отложений в численных экспериментах G60T (а) и G100RT (б) для шельфа с глубиной моря $H_B = 20$ м

Fig. 5. Temperature in the sediments in simulations G60T (a) and G100RT (b) for the shelf of the contemporary depth $H_B = 20$ m

ся малоградиентным (рис. 5, а). При затоплении озера морской водой изменяется T_B и мерзлый слой продолжает разрушаться снизу со скоростью до 1,7 см/год. Так как заданная в расчётах температура придонной воды ($-1,4$ °С для значений $H_B = 20$ м) выше используемого в численном эксперименте G60T значения $T_F = -1,8$ °С, образовавшийся под озером талик сохраняется только в верхних 30 м, а в более низких горизонтах температура в нём понижается. В результате в области подозёрного талика формируются прослойки охлаждённых пород толщиной 20–30 м. Верхняя граница ММП, сформировавшихся в последнем ледниковом цикле, находится на глубине 120–165 м в зависимости от глубины моря (с обратной зависимостью от H_B). Таким образом, в результате развития термокарстовых озёр ММП шельфа приобретают слоистую структуру из перемежающихся слоёв талых и мерзлых пород.

В численном эксперименте G100RT к началу образования озера подошва ММП находит-

ся на глубине порядка 400 м под дном озера (см. рис. 4, б). Увеличение T_B при развитии термокарстового озера также приводит к росту температуры в верхних 180 м донных отложений и образованию несквозного талика (см. рис. 4, б и 5, б). Формирование талика прекращается после затопления озера морской водой. При этом мощность ММП уменьшается со стороны нижней границы со скоростью 1,9 см/год. Эта скорость близка к полученной в расчёте G100R для тех же значений H_B . В результате образовавшийся под озером талик к концу расчётного интервала времени становится сквозным для мелководного шельфа глубиной 10–20 м (см. рис. 4, б и 5, б). Так же, как и в предыдущем эксперименте, в области талика возникают прослойки охлаждённых пород.

При формировании термокарстовых озёр, которое сопровождается нагревом донных отложений, зона стабильности газовых гидратов значительно сокращается в эксперименте G60T и полностью исчезает в эксперименте G100RT в течение 1,5–2 тыс. л.н. для всех $H_B = 10 \div 30$ м (см. рис. 4). Дополнительное засоление донных отложений, приводящее к понижению T_F , может обусловить развитие подозёрных таликов до сквозных таликовых зон, что открывает пути для выхода газа из глубоких слоёв донных отложений в морскую воду и далее в атмосферу.

Анализ влияния рифтовых зон на мощность ММП в данной работе рассмотрен достаточно полно, а вот анализ влияния термокарстовых озёр проведён при ряде допущений, которые могут существенно повлиять на полученные результаты. Например, не учитывалось возможное изменение теплофизических параметров верхнего слоя грунта при развитии и последующем дренировании термокарстового озера, а также образование льда в этом озере зимой и вертикальное перемешивание тепла за счёт циркуляции воды в озере [22]. Учёт этих эффектов требует включения в модель схемы образования и последующего дренирования термокарстовых озёр, а также годового хода климата при постановке численных экспериментов.

Отметим, что цель данной работы – анализ идеализированных численных экспериментов для исследования влияния рифтовых зон и термокарстовых озёр на динамику характеристик многолетнемёрзлых пород и зон стабильности

газовых гидратов в плейстоцене. В частности, построение географического распределения таких характеристик не входило в задачу работы. Последнее связано, в частности, с большой неопределённостью географического распределения интенсивности геотермического потока [26, 27], а также с неоднородностью палеогеографических условий даже в пределах одного моря Лаптевых.

Заключение

С использованием модели теплофизических процессов в донных отложениях, дополненной сценарием изменения уровня моря и температуры поверхности донных отложений на арктическом шельфе для последних 400 тыс. лет, проведён анализ характеристик многолетнемёрзлых пород и зоны стабильности газовых гидратов. Установлено, что для мелкого шельфа (с современной глубиной моря $H_B \leq 50$ м) продолжительность межледниковий и соответствующих периодов трансгрессии океана недостаточна для полной деградации многолетнемёрзлых пород и разрушения газогидратов в случае задания типичного значения интенсивности геотермического потока (60 мВт/м^2). Однако для более глубокого шельфа возможно даже полное исчезновение зоны стабильности газовых гидратов во время межледниковий. Как следствие, вероятное скопление метана в подмерзлотных горизонтах донных отложений в периоды океанических трансгрессий может стать причиной выбросов этого газа из глубоководной части шельфа (в наших расчётах при $H_B \geq 70$ м). Несмотря на значительные вариации уровня моря в ледниковых циклах плейстоцена, основную роль в формировании отклика зоны стабильности газовых гидратов играет изменение температуры поверхности донных отложений в этих циклах.

Скорость деградации субаквальных многолетнемёрзлых пород со стороны нижней границы составляет 1–2 см/год. Она зависит от времени нахождения шельфа под морской водой и современной глубины моря. Это соответствует результатам исследований [5, 6]. Полученные результаты моделирования состояния многолетнемёрзлых пород на шельфе согласуются с данными [28], полученными для восточной части моря Лаптевых.

В регионах океанических разломов (рифтов) большие значения интенсивности геотермического тепла приводят к более сильной деградации подводных многолетнемёрзлых пород в межледниковья по сравнению со стандартным случаем $G = 60$ мВт/м². Интенсификация деградации таких пород проявляется и в регионах, где развиваются термокарстовые озёра, но связана она с более высокой температурой на верхней границе донных отложений. Особенности зон рифтов и/или термокарстовых озёр приводят к уменьшению современной мощности многолетнемёрзлых пород по сравнению со стандартным случаем. Во всех численных экспериментах данной работы мощность многолетнемёрзлых пород максимальна для мелководной части шельфа. При этом одновременное влияние особенностей рифтов и термокарстовых озёр может привести даже к сквозному протаиванию многолетнемёрзлых пород шельфа в межледниковья (включая голоцен).

В свою очередь, сокращение мощности мёрзлого слоя и повышение температуры донных отложений приводят к нарушению условий стабильности газовых гидратов. Последнее наиболее вероятно в зонах рифтов и/или регионах развития термокарстовых озёр. Как следствие: образование подозёрных таликов может способствовать формированию путей для выхода газа из глубоких слоёв донных отложений в периоды океанических трансгрессий, что может стать причиной выбросов этого газа и из мелководной

части шельфа при $H_B \leq 30$ м [3]. Полученные в данной работе результаты не подтверждают гипотезу о значительной роли газовых гидратов, сформировавшихся в многолетнемёрзлых породах шельфа в периоды оледенений плейстоцена [4], во внезапных изменениях климата за счёт залповых выбросов метана [29]. В частности, для большей части шельфа характерная интенсивность геотермического потока равна $G = 40 \div 60$ мВт/м² [26, 27]. При таком значении потока тепла многолетнемёрзлые породы и зона стабильности газовых гидратов полностью не исчезают на всём протяжении межледниковий.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (проекты 17-05-00396, 17-05-00382, 18-05-00087) и проекта РАН № 51 «Изменение климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования». Результаты анализа динамики характеристик многолетнемёрзлых пород шельфа получены при поддержке гранта РНФ-14-17-00647. Результаты, связанные с динамикой зоны стабильности газовых гидратов, – при поддержке гранта РНФ 14-47-00049.

Acknowledgements. This work was supported by grant RFBR (17-05-00396, 17-05-00382, 18-05-00087) and project of RAS № 51. The results of analysis of the dynamics of characteristics of the shelf permafrost are supported by the Russian Science Foundation (RSF) project 14-17-00647. The results related to dynamics of the hydrate stability zone are obtained in the framework of the RSF project 14-47-00049.

Литература

1. Romanovskii N.N., Hubberten H.W., Gavrilov A.V., Eliseeva A.A., Topenko G.S. Offshore permafrost and gas hydrate stability zone on the shelf of East Siberian Seas // *Geo-Mar. Letters*. 2005. V. 25. № 2–3. P. 167–182.
2. Елисеев А.В., Малахова В.В., Аржанов М.М., Голубева Е.Н., Денисов С.Н., Мохов И.И. Изменение границ многолетнемёрзлого слоя и зоны стабильности гидратов метана на арктическом шельфе Евразии в 1950–2100 гг. // *ДАН*. 2015. Т. 465. № 5. С. 598–603.
3. Шахова Н.Е., Никольский Д.Ю., Семилетов И.П. О современном состоянии подводной мерзлоты на Восточно-Сибирском шельфе: тестирование результатов моделирования данными натурных наблюдений // *ДАН*. 2009. Т. 429. № 4. С. 541–544.
4. Шахова Н.Е., Сергиенко В.И., Семилетов И.П. Вклад Восточно-Сибирского шельфа в современный цикл метана // *Вестн. РАН*. 2009. Т. 79. № 6. С. 507–518.

References

1. Romanovskii N.N., Hubberten H.W., Gavrilov A.V., Eliseeva A.A., Topenko G.S. Offshore permafrost and gas hydrate stability zone on the shelf of East Siberian Seas. *Geo-Mar. Letters*. 2005, 25 (2–3): 167–182.
2. Eliseev A.V., Malakhova V.V., Arzhanov M.M., Golubeva E.N., Denisov S.N., Mokhov I.I. Changes in the boundaries of the permafrost layer and the methane hydrate stability zone on the Eurasian Arctic Shelf, 1950–2100. *Doklady Earth Sciences*. 2015, 465 (2): 1283–1288. doi 10.1134/S1028334X16110131.
3. Shakhova N.E., Nicol'sky D.Yu., Semiletov I.P. On the current state of sub-sea permafrost in the East-Siberian Shelf: testing of modeling results by observational data. *Doklady Earth Sciences*. 2009, 29: 1518–1521. doi: 10.1134/S1028334X09090220.
4. Shakhova N.E., Semiletov I.P., Sergienko V.I. The contribution of the East Siberian shelf to the modern methane cycle. *Herald of the Russian Acade-*

5. Разумов С.О., Спектор В.Б., Григорьев М.Н. Модель позднекайнозойской эволюции криолитозоны шельфа западной части моря Лаптевых // *Океанология*. 2014. Т. 54. № 5. С. 679–693.
6. Malakhova V.V., Eliseev A.V. The role of heat transfer time scale in the evolution of the subsea permafrost and associated methane hydrates stability zone during glacial cycles // *Global Planetary Change*. 2017. V. 157. P. 18–25. doi: 10.1016/j.gloplacha.2017.08.007.
7. Анисимов О.А., Борзенкова И.И., Лавров С.А., Стрельченко Ю.Г. Современная динамика подводной мерзлоты и эмиссия метана на шельфе морей Восточной Арктики // *Лёд и Снег*. 2012. Т. 52. № 2. С. 97–105.
8. Dmitrenko I., Kirillov S., Tremblay L., Kassens H., Anisimov O., Lavrov S., Razumov S., Grigoriev M. Recent changes in shelf hydrography in the Siberian Arctic: Potential for subsea permafrost instability // *Journ. of Geophys. Research*. 2011. V. 116. № C10. C10027. doi: 10.1029/2011JC007218.
9. Касымская М.В. Реликтовый термокарстовый рельеф и талики восточной части шельфа моря Лаптевых. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 2010. 28 с.
10. Гаврилов А.В., Романовский Н.Н., Хуббертен Х.-В. Палеогеографический сценарий послеледниковой трансгрессии на шельфе моря Лаптевых // *Криосфера Земли*. 2006. Т. X. № 1. С. 39–50.
11. Malakhova V.V. On the thermal influence of thermokarst lakes on the subsea permafrost evolution // *Proc. SPIE 10035: 22nd Intern. Symposium Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics*. 2016. V. 10035. № 100355U. doi: 10.1117/12.2248714.
12. Романовский Н.Н., Елисеева А.А., Гаврилов А.В., Тупенко Г.С., Хуббертен Х.-В. Эволюция и современное состояние мерзлых толщ и зоны стабильности гидратов газов в рифтах шельфа Восточной Арктики // *Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития*. М. Изд-во МГУ. 2009. С. 292–319.
13. Астахов А.С., Гусев Е.А., Колесник А.Н., Шакиров Р.Б. Условия накопления органического вещества и металлов в донных осадках Чукотского моря // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 9. С. 1348–1365.
14. Соколов С.Ю. Прогнозная карта мощности осадочного чехла Восточно-Сибирского моря по данным спутниковой альтиметрии // *ДАН*. 2008. Т. 418. № 5. С. 655–659.
15. Денисов С.Н., Аржанов М.М., Елисеев А.В., Мохов И.И. Оценка отклика субаквальных залежей метангидратов на возможные изменения климата в XXI веке // *ДАН*. 2011. Т. 441. № 5. С. 685–688.
16. Малахова В.В., Голубева Е.Н. Оценка устойчивости состояния мерзлоты на шельфе Восточной Арктики при экстремальном сценарии потепления в XXI в. // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 1. С. 61–72.
17. Moridis G.J. Numerical studies of gas production from methane hydrates // *Society of Petroleum Engineers Journ.* 2003. V. 32. № 8. P. 359–370.
- my of Sciences. 2009, 79 (3): 237–246. doi: 10.1134/S101933160903006X. [In Russian].
5. Razumov S.O., Spektor V.B., Grigoriev M.N. A model of the Late-Cenozoic cryolithozone evolution for the Western Laptev Sea Shelf. *Okeanologiya. Oceanology*. 2014, 54 (5): 679–693. doi: 10.7868/S0030157414040091. [In Russian].
6. Malakhova V.V., Eliseev A.V. The role of heat transfer time scale in the evolution of the subsea permafrost and associated methane hydrates stability zone during glacial cycles. *Global Planetary Change*. 2017, 157: 18–25. doi: 10.1016/j.gloplacha.2017.08.007.
7. Anisimov O.A., Borzenkova I.I., Lavrov S.A., Strel'chenko Yu.G. The current dynamics of the submarine permafrost and methane emissions on the shelf of the Eastern Arctic seas. *Led i Sneg. Ice and snow*. 2012, 52 (2): 97–105. [In Russian].
8. Dmitrenko I., Kirillov S., Tremblay L., Kassens H., Anisimov O., Lavrov S., Razumov S., Grigoriev M. Recent changes in shelf hydrography in the Siberian Arctic: Potential for subsea permafrost instability. *Journ. of Geophys. Research*. 2011, 116: C10027. doi: 10.1029/2011JC007218.
9. Kasym'skaya M. *Reliktovyi termokarstovyi relief i taliki vostochnoy chasti shelfa morya Laptevykh*. Relict thermokarst relief and taliks in the east arctic shelf. Avtoreferat, PhD thesis. Moscow: Moscow State University, 2010: 28 p. [In Russian].
10. Gavrilov A., Romanovskii N., Hubberten H.-W. Paleogeographical scenario of late-glacial transgression on the Laptev Sea shelf. *Kriosfera Zemli. Earth Cryosphere*. 2006, X (1): 39–50. [In Russian].
11. Malakhova V.V. On the thermal influence of thermokarst lakes on the subsea permafrost evolution. *Proc. SPIE 10035: 22nd Intern. Symposium Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics*. 2016, 10035 (100355U). doi: 10.1117/12.2248714.
12. Romanovskii N.N., Eliseeva A.A., Gavrilov A.V., Tuppenko G.S., Hubberten H.-W. Evolution and current state of subsea permafrost and the zone of gas-hydrate stability in rifts on the Arctic Shelf of Eastern Siberia. *Sistema morya Laptevykh i prilegayushchikh morey Arktiki: Sovremennoye sostoyaniye i istoriya razvitiya*. System of the Laptev Sea and the adjacent Arctic Seas: modern and past environments. Moscow: MSU, 2009: 292–319. [In Russian].
13. Astakhov A.S., Gusev E.A., Kolesnik A.N., Shakirov R.B. Conditions of the accumulation of organic matter and metals in the bottom sediments of the Chukchi sea. *Geologiya i geofizika. Geology and Geophysics*. 2013, 54 (9): 1348–1365. doi: 10.1016/j.rgg.2013.07.019. [In Russian].
14. Sokolov S.Yu. Prognostic Map of the Sedimentary Cover Thickness for the East Siberian Sea Based on Satellite Altimetry Data. *Doklady Earth Sciences*. 2008, 419 (2): 205–209. doi: 10.1134/S1028334X08020037.
15. Denisov S.N., Arzhanov M.M., Eliseev A.V., Mokhov I.I. Assessment of the response of subaqueous methane hydrate deposits to possible climate change in the twenty first century. *Doklady Earth Sciences*. 2011, 441 (2): 1706–1709. doi: 10.1134/S1028334X11120129.
16. Malakhova V.V., Golubeva E.N. Estimation of the permafrost stability on the east arctic shelf under the extreme climate warming scenario for the XXI century. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2016, 56 (1): 61–72. doi: 10.15356/2076-6734-2016-1-61-72. [In Russian].

18. *Nicolson D.J., Romanovsky V.E., Romanovskii N.N., Kholodov A.L., Shakhova N.E., Semiletov I.P.* Modeling sub-sea permafrost in the East Siberian Arctic Shelf: The Laptev Sea region // *Journ. of Geophys. Research: Earth Surface*. 2012. V. 117. № F3. F03028.
19. *Petit J., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M.* Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok Ice Core, Antarctica // *Nature*. 1999. V. 399. P. 429–436.
20. *Ganopolski A., Roche D.M.* On the nature of lead-lag relationships during glacial-interglacial climate transitions // *Quaternary Science Reviews*. 2009. V. 28. № 27–28. P. 3361–3378.
21. *Shakun J., Clark P., He F., Marcott S., Mix A., Liu Z., Otto-Bliesner B., Schmittner A., Bard E.* Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation // *Nature*. 2012. V. 484. № 7392. P. 49–54. doi: 10.1038/nature10915.
22. *Степаненко В.М., Мачульская Е.Е., Глаголев М.В., Лыкосов В.Н.* Моделирование эмиссии метана из озёр зоны вечной мерзлоты // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2011. Т. 47. № 2. С. 275–288.
23. *Шполянская Н.А.* Мерзлотно-экологическая характеристика западного сектора Российского Арктического шельфа // *Изв. Коми науч. центра УрО РАН. Сыктывкар*. 2014. Вып. 3. № 19. С. 105–111.
24. *Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E., Duplessy J., McManus J., Lambeck K., Balbon E., Labracherie M.* Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records // *Quaternary Science Reviews*. 2002. V. 21. № 1–3. P. 295–305.
25. *Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R.F., Kassens H., Grootes P.M., Thiede J., Heinemeier J., Petryashov V.V.* Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // *Global and Planetary Change*. 2001. V. 31. № 1–4. P. 125–139.
26. *Pollack H.N., Hurter S.J., Johnson J.R.* Heat flow from the Earth's interior: Analysis of the global data set // *Review Geophysics*. 1993. V. 31. № 3. P. 267–280.
27. *Davies J.H.* Global map of Solid Earth surface heat flow // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2013. V. 14. № 10. P. 4608–4622.
28. *Фартышев А.И.* Особенности прибрежно-шельфовой криолитозоны моря Лаптевых. Новосибирск: Наука, 1993. 136 с.
29. *MacDonald G.J.* Role of methane clathrates in past and future climates // *Climate Change*. 1990. V. 16. № 3. P. 247–281.
17. *Moridis G.J.* Numerical studies of gas production from methane hydrates. Society of Petroleum Engineers Journal. 2003, 32 (8): 359–370.
18. *Nicolson D.J., Romanovsky V.E., Romanovskii N.N., Kholodov A.L., Shakhova N.E., Semiletov I.P.* Modeling sub-sea permafrost in the East Siberian Arctic Shelf: The Laptev Sea region. *Journ. of Geophys. Research: Earth Surface*. 2012, 117 (F3): F03028.
19. *Petit J., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N. I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V. M., Legrand M., Lipenkov V. Y., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M.* Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok Ice Core, Antarctica. *Nature*. 1999, 399: 429–436.
20. *Ganopolski A., Roche D.M.* On the nature of lead-lag relationships during glacial-interglacial climate transitions. *Quaternary Science Reviews*. 2009, 28 (27–28): 3361–3378.
21. *Shakun J., Clark P., He F., Marcott S., Mix A., Liu Z., Otto-Bliesner B., Schmittner A., Bard E.* Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation. *Nature*. 2012, 484 (7392): 49–54. doi: 10.1038/nature10915.
22. *Stepanenko V.M., Machul'skaya E.E., Glagolev M.V., Lykosov V.N.* Numerical modeling of methane emissions from lakes in the permafrost zone. *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana*. *Izvestiya of the Russian Academy of Sciences. Atmospheric and Oceanic Physics*. 2011, 47 (2): 275–288.
23. *Shpolyanskaya N.A.* The permafrost-ecological characteristic of the western sector of the Russian Arctic shelf. *Izvestiya Komi nauchnogo centra UrO RAN. Proc. of the Komi Science Centre of the Ural Division, Russian Academy of Sciences*. 2014, 3 (19): 105–111. [In Russian].
24. *Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E., Duplessy J., McManus J., Lambeck K., Balbon E., Labracherie M.* Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*. 2002, 21 (1–3): 295–305.
25. *Bauch H. A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R.F., Kassens H., Grootes P.M., Thiede J., Heinemeier J., Petryashov V.V.* Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin. *Global Planet. Change*. 2001, 31 (1–4): 125–139.
26. *Pollack H.N., Hurter S.J., Johnson J.R.* Heat flow from the Earth's interior: Analysis of the global data set. *Review Geophysics*. 1993, 31 (3): 267–280.
27. *Davies J.H.* Global map of Solid Earth surface heat flow. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2013, 14 (10): 4608–4622.
28. *Fartyshov A.I.* *Osobennosti pribrezhno-shelfovoy kriolitozony morya Laptevykh*. Features of offshore permafrost on the Laptev Sea Shelf. *Novosibirsk: Siberian Branch Nauka Publisher*, 1993: 136 p. [In Russian].
29. *MacDonald G.J.* Role of methane clathrates in past and future climates. *Climate Change*. 1990, 16 (3): 247–281.