

ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ И НАЛЕДИ

УДК 551.511

doi: 10.31857/S2076673420040058

Влияние диффузии солей на состояние и распространение многолетнемерзлых пород и зоны стабильности метан-гидратов шельфа моря Лаптевых

© 2020 г. В.В. Малахова^{1*}, А.В. Елисеев²⁻⁴¹Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия;²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ³Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия; ⁴Казанский федеральный университет, Казань, Россия

*malax@sscc.ru

Salt diffusion effect on the submarine permafrost state and distribution as well as on the stability zone of methane hydrates on the Laptev Sea shelf

V.V. Malakhova^{1*}, A.V. Eliseev²⁻⁴¹Institute of Numerical Mathematics and Mathematical Geophysics, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia;²Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ³A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; ⁴Kazan Federal University, Kazan, Russia

*malax@sscc.ru

Received March 13, 2020 / Revised August 11, 2020 / Accepted September 9, 2020

Keywords: Arctic shelf, freezing temperature, glacial cycles, methane hydrates, salt diffusion, submarine permafrost.

Summary

Salt transport in shelf sediments can affect the state of the submarine permafrost and the thermodynamic stability of hydrates. To estimate the effect of salt transport, we used a model analysis of salinization of underwater sediments. It is assumed that the salinization follows the flooding of the shelf, which accompanies transgression of the ocean during the end of the glaciations of the Quaternary period. We used the model of thermal processes in the bottom-set bed, developed in collaboration with the Institute of Numerical Mathematics and Mathematical Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences and the A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Science. The model was augmented by the equation of salt diffusion in the bottom sediments. In calculations with the model, changes in the temperature of the upper surface of bottom sediments and sea level over the past 400 kyr were prescribed (set). It is shown that the combined effect of heat and salinization of bottom sediments during oceanic transgressions (shelf flooding) leads to the sinking of the current upper boundary of the marine permafrost by about 10–25 m below the sea floor, depending on the current depth of the shelf. Accounting for the salt diffusion is necessary to determine the position of the upper boundary of the permafrost, as well as to calculate the rate of its degradation. In particular, salt transport is able to change both the current position and the rate of displacement of the upper permafrost boundary in several times relative to the case of a time-independent freezing temperature. Note, that this effect is insignificant for estimation of the position of the lower permafrost boundary in the bottom sediments of the inner shelf. Lowering the freezing point leads to the fact that frozen rocks on the outer shelf completely thaw at negative temperatures of bottom sediments under the influence of heat and salts in the present period (experiments TF-2, TFSAL2). The influence of salinity on the characteristics of the stability zone of methane hydrates in the submarine permafrost is insignificant due to deep level of their occurrence in the shelf sediments.

Citation: Malakhova V.V., Eliseev A.V. Salt diffusion effect on the submarine permafrost state and distribution as well as on the stability zone of methane hydrates on the Laptev Sea shelf. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020. 60 (4): 533–546. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420040058.

Поступила 13 марта 2020 г. / После доработки 11 августа 2020 г. / Принята к печати 9 сентября 2020 г.

Ключевые слова: арктический шельф, гидраты метана, диффузия соли, ледниковые циклы, субаквальная мерзлота.

Проанализировано влияние засоления на состояние затопленных морем многолетнемерзлых толщ шельфа моря Лаптевых. Результаты моделирования показали, что в результате засоления донных осадков современная верхняя граница многолетнемерзлых пород находится на глубине 10–15 м ниже морского дна на внутренней части шельфа и на глубине 20–25 м ниже морского дна на внешнем шельфе. Учёт диффузии соли при исследовании динамики субаквальной мерзлоты необходим для определения положения её верхней границы, а также расчёта скорости её деградации. Согласно расчётам, перенос солей может в несколько раз изменить положение и скорость смещения верхней границы многолетнемерзлых пород по сравнению со случаем неизменной во времени солёности и, следовательно, постоянной во времени температурой замерзания. Вместе с тем перенос солей заметно не влияет на положение нижней границы многолетнемерзлых пород и характеристики зоны стабильности метангидратов.

Введение

В последние годы активно обсуждается вопрос о возможности относительно быстрого разрушения многолетнемёрзлых пород (ММП) на шельфе Восточно-Сибирского моря и моря Лаптевых из-за существенного повышения летней температуры придонного слоя воды [1]. Разрушение субаквальной мерзлоты может стать причиной нарушения условий существования метангидратов, залегающих в пределах и ниже слоя ММП [2–6], и дополнительной эмиссии метана в атмосферу Арктики. Газовые гидраты, представляющие собой льдоподобную смесь газа (в основном метана) и воды, встречаются в донных отложениях континентального шельфа океана, а также в слое ММП в интервале глубин, где выполняются термобарические условия стабильности гидрата определённого вида [7]. Усиление диссоциации газогидратов в ММП шельфа изучено недостаточно и может быть интересно при оценке эмиссии метана на арктическом шельфе [8].

Ледниковые циклы четвертичного периода приводили к трансгрессии и регрессии морей Северного Ледовитого океана. В периоды регрессий моря ММП на арктическом шельфе формировались в субаэральных условиях. При повышении уровня моря ММП оказывались под водой. С учётом времени отклика теплофизического состояния глубоких донных отложений, составляющего 5–15 тыс. лет [2, 3] и превышающего современную длительность голоцена, сформировавшиеся в периоды оледенений плейстоцена ММП могут быть распространены на значительной части современного арктического шельфа, затопленного в результате послеледниковой трансгрессии. Наличие морской воды над ММП обуславливает повышение температуры на их верхней границе, что приводит к деградации ММП. После затопления шельфа морской водой концентрация солей в донных осадках увеличивается, что понижает температуру замерзания поровых вод. Данные, полученные при бурении скважин на арктическом шельфе, показывают, что ММП, сформировавшиеся в субаэральных условиях, при переходе в субаквальное состояние испытывают глубокое засоление. Это вызывает трансформацию твёрдомёрзлых пород в охлаждённые при отрицательных температурах [8].

Для исследования состояния и распространения ММП на шельфе широко используется мате-

матическое моделирование [2, 3, 9–14]. Предполагается, что для внутреннего шельфа моря Лаптевых характерно сплошное распространение мерзлоты, которое может нарушаться наличием сквозных подоёрных таликов [13, 15]. Мощность субаквальной мерзлоты уменьшается с ростом глубины моря. Минимальные мощности ММП или их отсутствие приурочены к зонам глубинных разломов и связаны с высокими потоками тепла из недр Земли [15].

Значительную роль в состоянии морской криолитозоны играют процессы переноса солей. Имеются фактические данные о распространении засолённых мёрзлых пород морского происхождения на арктическом побережье России [16]. Однако данных о засолённости донных отложений шельфовых морей Арктики практически нет. В большинстве исследований состояния субмаринной мерзлоты не учитывается перенос соли в явном виде. Моделирование выполняется с учётом отрицательной температуры замерзания, которая выбирается для определённой концентрации солей, и предположения о постоянной солёности в разрезе донных отложений [2, 3, 17]. Так, в работе [2] при исследовании эволюции ММП температура замерзания задана равной $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ и она не меняется с глубиной. В исследовании [13] представлена модель, в которой солёность грунта зависит от его свойств без дополнительного учёта переноса соли в донные отложения при трансгрессии океана. Однако авторы работы [10] уже учитывают распространение соли в донных осадках с соответствующим интерактивным вычислением температуры замерзания поровой жидкости.

Деградация подводной мерзлоты и увеличение температуры осадков могут быть причиной дестабилизации газогидратов на арктическом шельфе. Перенос солей в насыщенные газогидратами донные отложения может способствовать и диссоциации газовых гидратов. Рост солёности сдвигает границу термодинамической устойчивости гидратов метана в сторону более высокого давления и/или более низкой температуры [7, 18]. Засолённость мёрзлых пород приводит к их оттаиванию, что увеличивает газопроницаемость ММП [19] и может стать причиной формирования скоплений газообразного метана.

Для оценки роли переноса соли в формировании субаквальной мерзлоты арктического шельфа, а также влияния солёности на мощность зоны стабильности газовых гидра-

тов (ЗСГГ) в условиях криолитозоны мы дополнили модель теплофизических процессов в донных осадках [15] уравнением диффузии солей и включили солёность в уравнение для расчёта положения границ ЗСГГ. Проанализирована также чувствительность скорости деградации ММП шельфа к параметризациям переноса солей и температуры замерзания, используемым в численных моделях теплофизики донных осадков.

Отметим, что цель работы – анализ процессов переноса явного тепла и соли в порах донных отложений. В связи с этим нет попытки привязать результаты расчётов к какому-либо известному разрезу в донных отложениях [2, 11]. Это сделано для упрощения интерпретации полученных результатов. В настоящей статье мы ограничиваемся идеализированным заданием вертикальных профилей теплофизических характеристик грунта донных отложений. Анализ процессов переноса тепла и соли при более детальном задании этих характеристик выходит за рамки представленной статьи.

Численное моделирование

Модель термического режима донных отложений с учётом диффузии солей и зоны стабильности газовых гидратов. В работе используется одномерная модель теплофизических процессов в донных отложениях с учётом фазовых переходов между мёрзлым и талым грунтами [3]. Распространение тепла в донных отложениях описывается одномерным уравнением теплопроводности

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

данная модель дополнена уравнением диффузии солей

$$\partial WS / \partial t = (\partial / \partial z) (D_S \partial S / \partial z), \quad (2)$$

где C_i – объёмная теплоёмкость грунта на единицу площади; T – температура грунта; t – время; z – глубина от поверхности дна; λ_i – коэффициент теплопроводности грунта, нижний индекс i принимает одно из значений: « f » (мёрзлый грунт) или « m » (талый грунт); W – относительное влагосодержание грунта; S – концентрация соли в поровом растворе; D_S – коэффициент диффузии солей.

На границе между мёрзлыми и тальми породами допускается условие равенства температуры грунта температуре замерзания воды T_F и ус-

ловие Стефана для подвижной границы фазовых переходов при $z = z_F$

$$\lambda_m (\partial T / \partial z)_m - \lambda_f (\partial T / \partial z)_f = LW \partial z_F / \partial t, \quad (3)$$

где L – удельная теплота замерзания и таяния воды в порах грунта.

На верхней границе донных отложений, соответствующей поверхности дна, при $z = 0$

$$T = T_B, \quad S = S_B. \quad (4)$$

На нижней границе расчётной области ($H_S = 1500$ м) задаются геотермический поток G и нулевая солёность при $z = H_S$

$$\lambda_m \partial T / \partial z = G, \quad S = 0. \quad (5)$$

В модели используется также зависимость температуры замерзания воды ($^{\circ}\text{C}$) от концентрации соли S (‰) и давления в донных отложениях P (МПа) [20]:

$$T_F = -0,073P - 0,064S. \quad (6)$$

Влияние солёности на температуру замерзания приводит к зависимости между уравнениями теплопереноса и переноса солей для мёрзлого слоя, при этом распространение тепла и соли в незамёрзшем грунте не зависит друг от друга. Допускается, что донные отложения насыщены влагой. Пористость экспоненциально уменьшается с глубиной z : $\phi(z) = \phi(0) \exp(-z/z_\phi)$, где $\phi(0) = 0,4$ и $z_\phi = 2500$ м. Коэффициент диффузии солей принимался равным 10^{-9} м²/с в соответствии с оценками по данным бурения в море Лаптевых [11].

Расчёты термического состояния донных отложений и переноса солей сопровождаются оценками термодинамических границ зоны стабильности газогидратов метана. Равновесное давление P_H , при котором метан, вода или лёд и гидрат могут теоретически существовать в фазовом и химическом равновесии при данной температуре, определялось из соотношения [21]

$$\ln(P_H) = \sum_{n=0}^5 a_n (T + T_D)^n. \quad (7)$$

где P_H – равновесное давления гидрата, МПа; T и T_D – соответственно температура и сдвиг равновесной температуры, К; коэффициенты a_n задаются в зависимости от температуры и приводятся в работе [21].

Растворённые соли, например хлорид натрия, могут сильно влиять на термодинамическую ста-

бильность гидратов метана. Появление соли в воде снижает химический потенциал раствора, в котором солёная вода должна быть стабильной в виде жидкости, а не гидрата. При этом граничная температура термодинамической устойчивости гидратов уменьшается относительно температуры чистой воды. Также изменяется граничное давление термодинамической устойчивости гидратов. Сдвиг в равновесной температуре рассчитывался с помощью следующего уравнения [21]:

$$T_D = T_{D,ref} \log_e(1 - x_s) / \log_e(1 - x_{s,ref}),$$

где $T_{D,ref}$ – реперное значение температуры диссоциации гидрата при соответствующем реперном содержании соли $x_{s,ref}$; x_s – мольная доля соли в поровой воде; эмпирическое выражение для сдвига равновесной температуры T_D используется с эталонными значениями $T_{D,ref} = 2^\circ\text{C}$ и $x_{s,ref} = 0,0134$ [21].

Численная реализация модели (1)–(6) основана на методе прогонки на дискретной вычислительной сетке с вертикальным шагом 0,5 м и неявной схеме по времени с шагом один месяц.

Постановка численных экспериментов. Моделирование проводилось применительно к шельфовой области восточного сектора моря Лаптевых с современными глубинами H_W от 10 до 100 м. При обсуждении численных результатов для шельфа с разными глубинами моря делалось разделение его на внутренний ($H_W = 0 \div 30$ м), средний ($H_W = 30 \div 70$ м) и внешний ($H_W = 70 \div 100$ м). Разнообразие типов пород, которые могут залегать под морем, вызывает сложность задания теплофизических свойств в разрезе. В настоящей работе математическое моделирование проводилось только для однородных вертикальных профилей со следующими средними значениями теплофизических характеристик пород, используемых при расчётах (1)–(6): $C_m = 2800$ кДж/м³·К; $C_f = 2080$ кДж/м³·К; $\lambda_m = 1,8$ Вт/м·К; $\lambda_f = 2,2$ Вт/м·К; $L = 3,34 \times 10^5$ кДж/м³; $D_S = 10^{-9}$ м²/с; $G = 60$ мВт/м².

Граничное условие на поверхности донных отложений определяется периодами трансгрессий–регрессий с учётом изменения уровня моря за последние 400 тыс. лет. Изменение уровня моря задавалось по данным работы [22] для моря Лаптевых в последние 15 тыс. лет и по данным [23] для предыдущих периодов. Моменты затопления и осушения шельфа в ледниковых циклах оценивались на основе современных батиметриче-

Температура T_W и солёность S_W , используемые как верхнее граничное условие в периоды затопления шельфа морской водой (H_W – глубина моря)

H_W , м	10	20	30	50	70	100
T_W , °C	-1,3	-1,4	-1,5	-1,7	-1,8	-1,9
S_W , ‰	27	28	33	33,5	34	34

ских условий. Кривые изменения палеоклимата, используемые для моделирования субмаринной мерзлоты, подробно обсуждались в работе [24].

Температура на поверхности донных отложений $T_B = T(z_0, t)$ в расчётах задаётся таким образом:

а) $T_B = T_W$, если шельф покрыт океаном в периоды океанических трансгрессий, T_W – температура придонной воды, которая задавалась с учётом глубины шельфа (таблица);

б) $T_B = T_G + T_V(t)$, если шельф осушён в периоды регрессий океана; здесь $T_G = -12^\circ\text{C}$ – средняя многолетняя годовая температура приземного воздуха на шельфе моря Лаптевых в 1961–1990 гг. [13], $T_V(t)$ – аномалия температуры по данным реконструкции палеотемператур воздуха по непрерывным записям из ледяных кернов Антарктиды [25].

Солёность на поверхности донных отложений $S_B = S(z_0, t)$ задаётся в следующем виде:

а) $S_B = S_W$, если шельф покрыт морской водой в периоды океанических трансгрессий, S_W – солёность придонной воды, которая, как и температура, задавалась с учётом глубины моря (см. таблицу);

б) $S_B = 0$, если шельф осушён в периоды регрессий океана.

При построении палеогеографического сценария допускалось, что температура и солёность морской воды существенно не отличаются от современных и соответствуют средним значениям для моря Лаптевых [11, 26] (см. таблицу). Интенсивность геотермического потока G во всех численных расчётах была принята равной 60 мВт/м², что соответствует среднему значению потока тепла для данного региона [27].

В результате исследований был проведён ряд численных экспериментов.

1. TFSAL: модель включает в себя солеперенос в донных отложениях (2). Температура замерзания рассчитывается на каждом шаге по времени с учётом солёности в соответствии с (6).

2. TF-1: расчёт с постоянной температурой замерзания -1°C .

3. TF-2: расчёт с постоянной температурой замерзания $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$.

4. TFSAL2: подобен TFSAL, но проведён с учётом температуры замерзания, которая рассчитывается с учётом солёности в соответствии с графиком, приведённым на рис. 2 в работе [11], построенным по данным бурения [9].

5. HSZSAL: подобен TFSAL, но выполнен с учётом солёности грунта в соотношениях для расчёта условий устойчивости метангидратов (7).

Расчёт температуры для донных отложений шельфа от поверхности до глубины 1500 м выполнен для последних 400 тыс. лет. При задании начальных условий допускалось, что шельф покрыт морской водой и ММП отсутствуют [2]. Начальный тепловой режим донных отложений рассчитан как стационарные условия с температурой поверхности T_w и геотермическим потоком 60 мВт/м^2 . Периоды формирования и деградации мёрзлых толщ на арктическом шельфе повторялись неоднократно [28], поэтому для учёта засоления донных отложений в периоды прошлых трансгрессий был выполнен предварительный расчёт с уравнением диффузии соли для 400 тыс. лет.

Обсуждение результатов

Динамика субаквальной мерзлоты. На рис. 1 представлены результаты расчётов солёности поровых вод осадков, полученные для разных глубин моря H_w . В этих расчётах концентрация солей в донных осадках зависит от H_w , что определяется временем существования этих осадков под уровнем моря. По результатам расчётов, донные отложения внешнего шельфа (100 м) характеризуются наибольшей солёностью и более глубоким её распространением в глубь осадочного слоя (см. рис. 1). При $H_w = 20$ м концентрация соли в поровой воде составляет 20 ‰ в верхних 20 м донных отложений и становится менее 5 ‰ в осадочном слое глубже 50 м (см. рис. 1, а). Для среднего шельфа, при $H_w = 50$ м, засоленными до 20 ‰ оказываются верхние 50 м. При этом в слое донных отложений на глубине 150–200 м под морским дном остаются засоленные слои, которые стали ими в периоды предыдущих трансгрессий (см. рис. 1, б). Для современной глубины моря 100 м данные расчётов о величине засоления верхнего слоя осадков мощностью 200 м приведены на рис. 1, в. Они по-

казывают, что засоление здесь практически не исчезает во время регрессии моря и происходящего при этом распреснения донных отложений со стороны верхней границы.

Современные профили температуры в донных отложениях, вычисленные с учётом диффузии солей (эксперимент TFSAL), показаны на рис. 2. Влияние солёности на температуру замерзания определяет зависимость мощности ММП от концентрации солей в донных осадках. Границы ММП находятся на каждом шаге по времени как пересечение температурного профиля в донных отложениях и температуры замерзания (см. рис. 2). Численные эксперименты показывают, что для более низкой солёности донных отложений *внутреннего шельфа* нижняя граница современной мерзлоты имеет наибольшую глубину залегания $H_p = 650$ м (см. рис. 2, а, рис. 3, а). Солёность на этой глубине – всего 1 ‰, что соответствует понижению температуры замерзания до $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. На *среднем шельфе* нижняя граница ММП расположена на глубине 520 м, что отвечает солёности 4 ‰ и температуре замерзания $-0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ (см. рис. 2, б, см. рис. 3, в). *Внешний шельф* характеризуется наименьшей толщиной ММП (см. рис. 2, в, см. рис. 3, ж). *Нижняя граница* мёрзлого слоя залегает на глубине 230 м, что соответствует солёности 15 ‰ и температуре замерзания $-1,1\text{ }^{\circ}\text{C}$. В случае *внешнего шельфа* температурный профиль в донных отложениях приближается к профилю температуры замерзания практически во всём слое мёрзлых пород, что делает его наиболее чувствительным к повышению температуры придонной воды.

Скорость деградации мерзлоты на *нижней границе* зависит от интенсивности геотермического потока. Во время трансгрессии скорость деградации ММП со стороны их нижней границы максимальна для всей исследуемой области шельфа и составляет 1,1–1,7 см/год (рис. 4). Более значимую роль перенос солей играет при определении положения *верхней границы* субаквальной мерзлоты H_r . В верхнем слое донных осадков шельфа при засолении происходят деградация ММП в поле отрицательных температур и заглупление их верхней границы на 10–25 м от поверхности дна (см. рис. 2). Глубина залегания кровли ММП увеличивается от берега в сторону моря в результате более продолжительного пребывания участков шельфа под уровнем моря во время трансгрессии и, следовательно, более сильного засоления донных отложений в верхнем слое

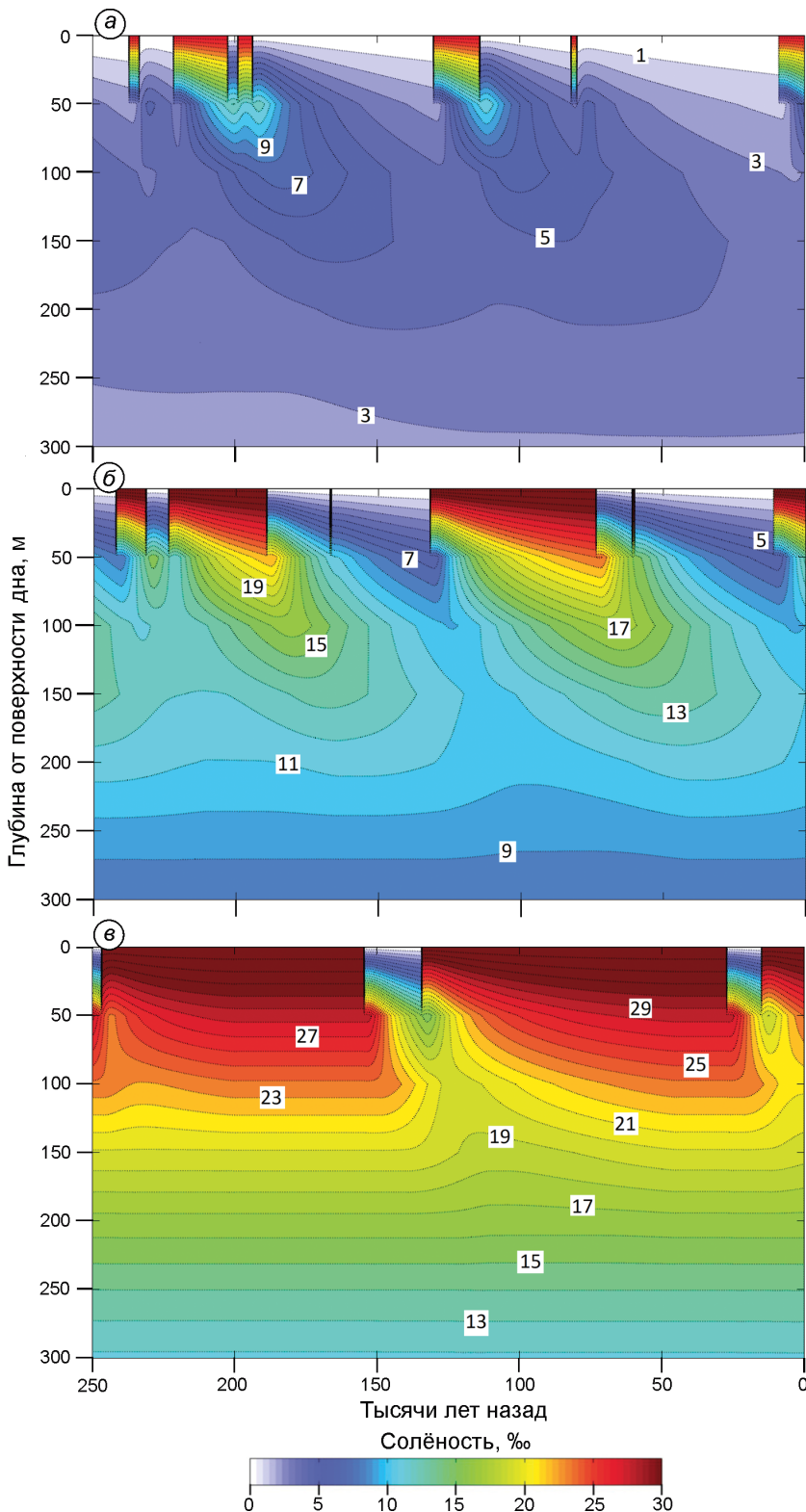


Рис. 1. Солёность осадков шельфа в численном эксперименте TFSAL для современных глубин моря: $a - 20$ м; $б - 50$ м; $в - 100$ м

Fig. 1. Salinity of bottom sediments in numerical experiment TFSAL for the shelf with the contemporary depth of: $a - 20$ m; $б - 50$ m; $в - 100$ m

(рис. 5, *a*). Скорость деградации мерзлоты со стороны верхней границы уменьшается от 0,6 см/год на внутреннем шельфе ($H_w \leq 30$ м) до 0,2–0,3 см/год на внешнем шельфе (см. рис. 4). По результатам моде-

лирования максимальная скорость деградации характерна для начального периода затопления шельфа. Скорость деградации затопленных морем ММП в верхних горизонтах и современная мощность

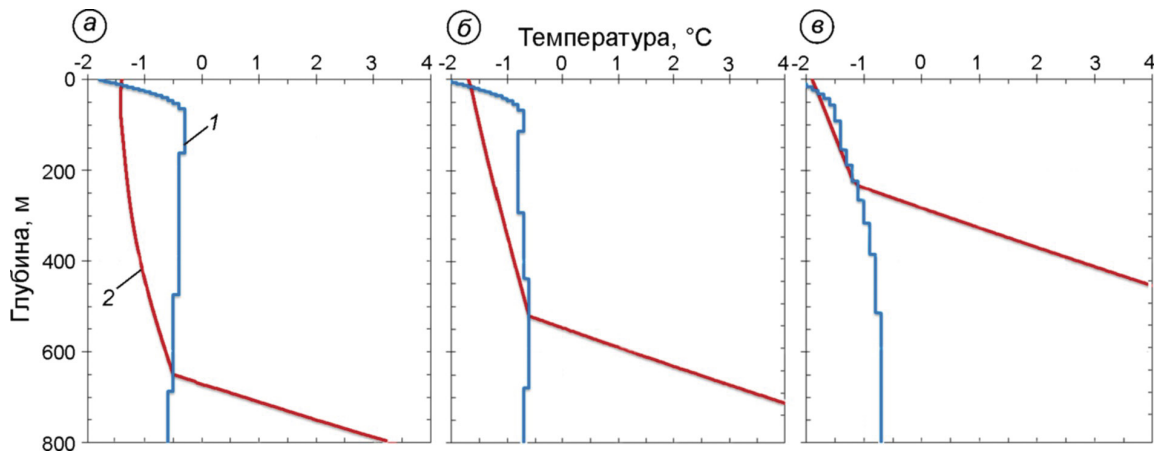


Рис. 2. Вертикальные профили температуры замерзания (1) и современной температуры донных отложений (2), полученные в эксперименте TFSAL для глубин моря:

a – 20 м; *б* – 50 м; *в* – 100 м

Fig. 2. Present day vertical profiles of temperature of freezing (1) and of the sediment temperature (2) in experiment TFSAL for the shelf with depths:

a – 20 m; *б* – 50 m; *в* – 100 m

протяявшего слоя осадков зависят, прежде всего, от длительности пребывания шельфа под водой и от солёности придонной воды.

Анализ результатов, полученных для предыдущих межледниковых периодов, показал, что максимальная глубина оттаивания мёрзлых толщ со стороны верхней границы за счёт засоления морской водой не превышала 22 м для внутреннего шельфа и 70 м для внешнего (см. рис. 3 *а*, *г*, *ж*). В свою очередь оттаивание ММП со стороны нижней границы происходит гораздо интенсивнее. Для *внутреннего шельфа* ($H_w \leq 30$ м) сокращение мощности ММП заметно меньше – порядка 150 м, для *среднего шельфа* – примерно 200 м, а на *внешнем шельфе* мёрзлые толщ могли полностью оттаять в межледниковые периоды. Деграция ММП со стороны нижней границы в периоды трансгрессий происходит за счёт увеличения температуры поверхности пород.

Для исследования влияния переноса соли результаты расчётов, полученные в эксперименте TFSAL, сравнивались с данными экспериментов TF-1 и TF-2. В расчётах предполагались равномерное засоление осадков шельфа и постоянная температура замерзания -1 и -2 °C соответственно. На рис. 3 приведены результаты расчётов при разных вариантах учёта засоления донных осадков. Наиболее заметны различия в оценках современной глубины верхней границы ММП (см. рис. 3, см. рис. 5, *а*). Так, в эксперименте TF-1 отсутству-

ет деграция ММП со стороны верхней границы. Кроме того, постоянная температура замерзания (-1 °C) оказывается выше температуры морской воды, что сохраняет мерзлоту у поверхности дна. Наиболее интенсивное оттаивание ММП в верхнем слое осадков получено в эксперименте TF-2, в котором верхняя граница мерзлоты заглубляется во время трансгрессии (см. рис. 5, *а*).

Оценки глубины нижней границы субаквальной мерзлоты шельфа при использовании различных параметризаций учёта морского засоления донных осадков (эксперименты TFSAL, TF-1 и TF-2) согласуются между собой для внутреннего и среднего шельфа (см. рис. 3 и см. рис. 5, *б*). Так, при $H_w = 20$ м нижняя граница ММП в эксперименте TFSAL расположена ниже дна на глубине 650 м, в TF-1 – на глубине 630 м, а в TF-2 – на глубине 590 м. При $H_w = 50$ м глубина этой границы в эксперименте TFSAL равна 522 м, в TF-1 – 505 м, а в TF-2 – 465 м. На внешнем шельфе глубина залегания нижней границы уменьшается до 230 м по результатам экспериментов TFSAL и TF-1. Учёт более низкой температуры замерзания в TF-2 приводит к тому, что заданные значения температуры морской воды у дна становятся выше температуры замерзания поровых вод и мёрзлые породы полностью оттаивают в эпохи трансгрессий океана, в том числе и в современный период. Расчётные скорости деграции нижних горизонтов ММП в TF-2 в этот период (3–1 тыс. лет назад) более чем

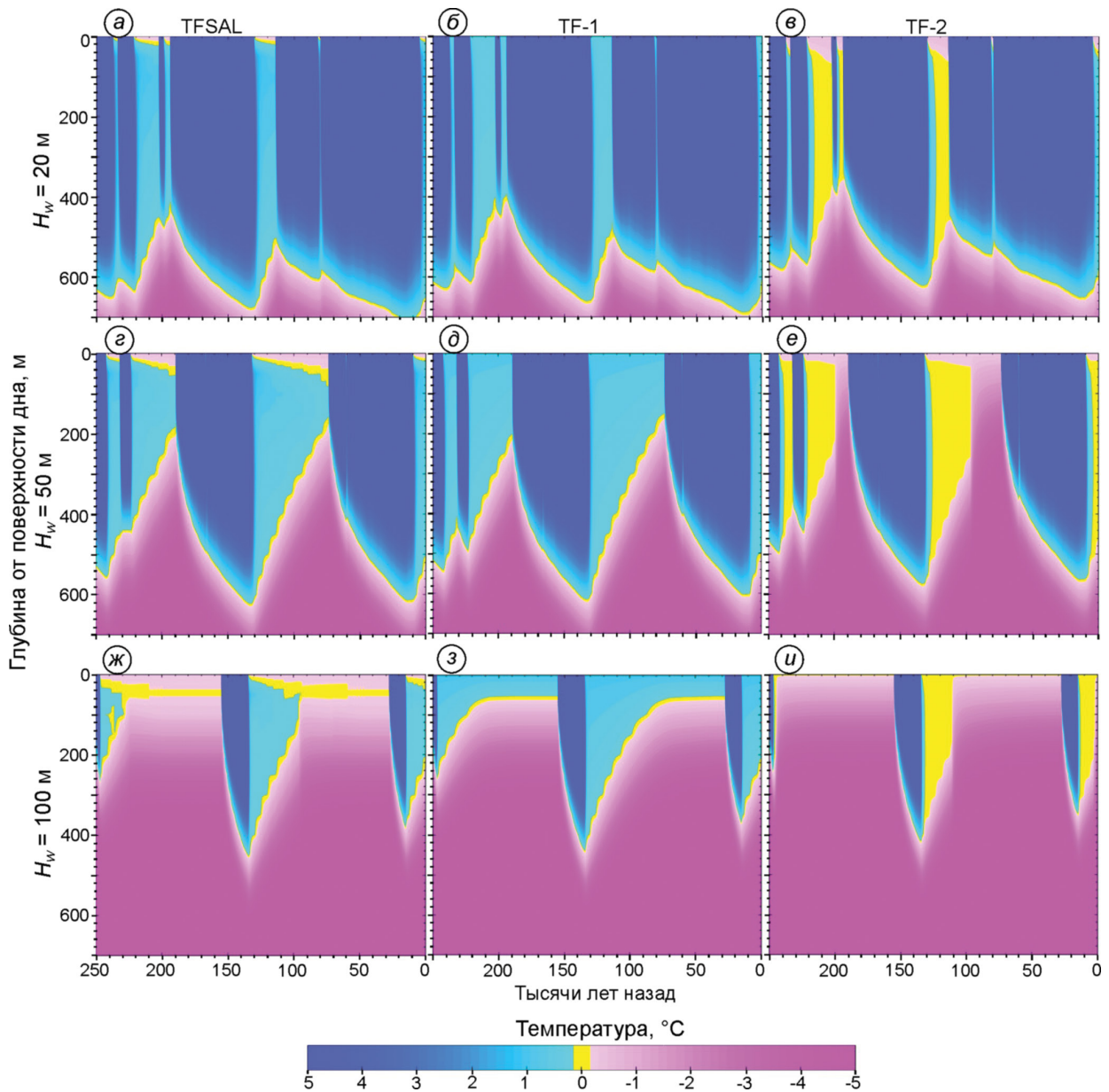


Рис. 3. Отклонения температуры донных отложений ($^{\circ}\text{C}$) от температуры замерзания ($T-T_f$) в численных экспериментах: TFSAL (а, г, ж), TF-1 (б, д, з) и TF-2 (в, е, и), полученные для областей шельфа с современной глубиной моря 20 м (а, б, в), 50 м (г, д, е) и 100 м (ж, з, и). Жёлтым цветом обозначена область $-0,15 \leq T-T_f \leq 0,15$

Fig. 3. Deviations of sediment temperature ($^{\circ}\text{C}$) from the temperature of freezing ($T-T_f$) in numerical experiments: TFSAL (a, g, zh); TF-1 (b, d, z) and TF-2 (v, e, i), for the shelf with contemporary depth 20 m (a, b, v), 50 m (g, d, e) and 100 m (zh, z, i). Yellow shading indicates the area $-0,15 \leq T-T_f \leq 0,15$

на порядок превышают максимальные скорости, полученные в других экспериментах (см. рис. 4, е).

Представленные результаты расчёта залегания подошвы современной криолитозоны на шельфе хорошо согласуются с оценками, полученными для восточной части моря Лаптевых [29]. По результатам моделирования [29], мёрзлые породы

на шельфе имеют сплошное распространение, а их мощность изменяется от 550–1100 м в прибрежном мелководье в различных геоструктурных условиях до 130–350 м у бровки шельфа.

По данным бурения [9, 11], при солёности 4 ‰ температура замерзания поровых вод в осадках составляет $-1,2 \div -1,4$ $^{\circ}\text{C}$, а при 15 ‰

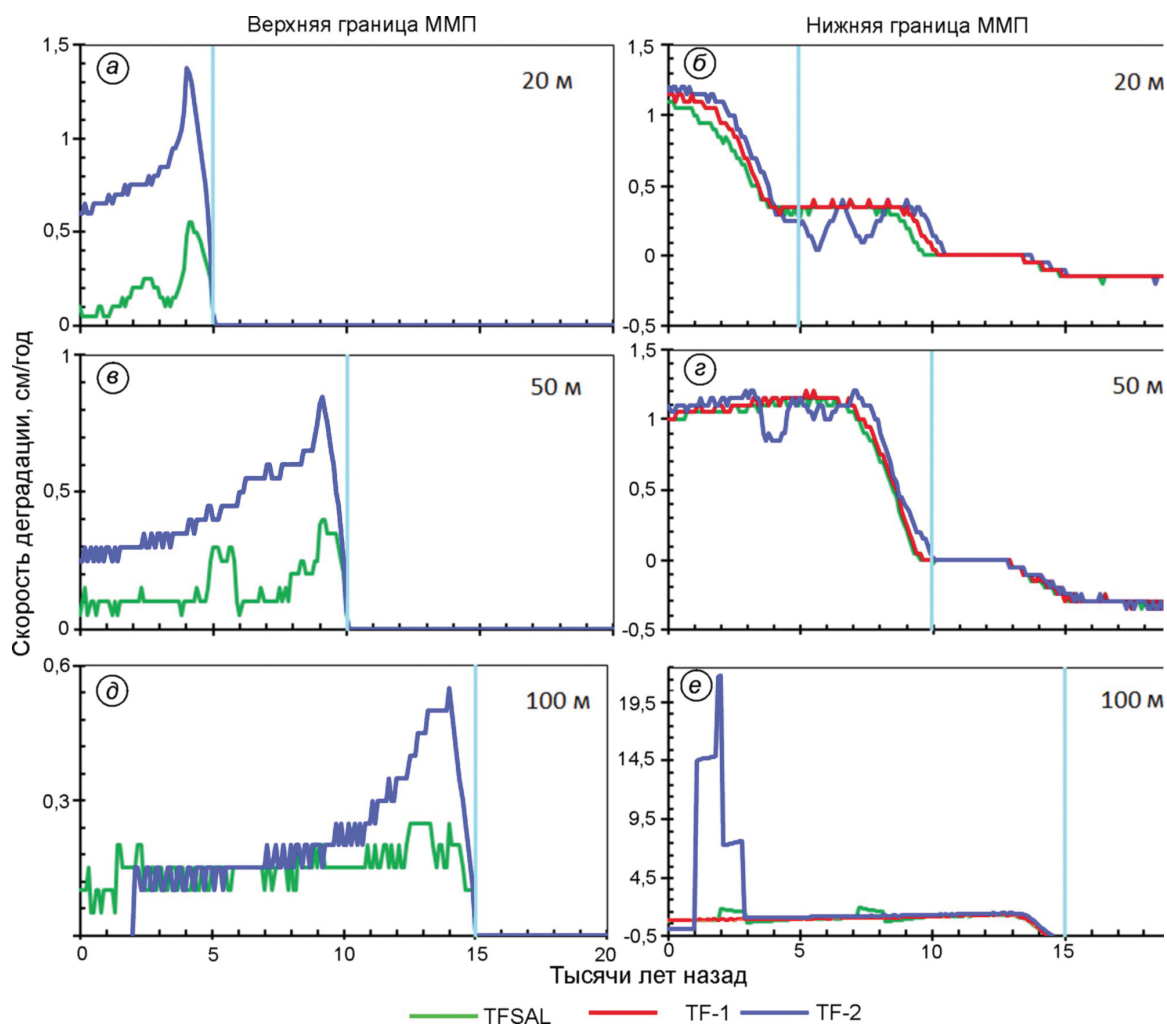


Рис. 4. Скорость деградации многолетнемёрзлых пород со стороны верхней границы (а, в, д) и со стороны нижней границы (б, г, е), полученная в численных экспериментах TF-1, TF-2, TFSAL для шельфа с современными глубинами моря 20, 50 и 100 м.

Вертикальными голубыми линиями показаны моменты затопления шельфа в результате последней трансгрессии океана

Fig. 4. The subsea permafrost degradation rate from the upper boundary (a, в, д) and from the lower (б, г, е), in numerical experiments TF-1, TF-2, TFSAL for the shelf with depth $H_W = 20, 50,$ and 100 m. The vertical blue lines show the moments of shelf flooding as a result of the last ocean transgression

она равна $-4 \div -5$ °C. Приведённые температуры замёрзания существенно ниже температур, полученных при использовании формулы (6), которые для данных концентраций соли при атмосферном давлении равны $-0,3$ и -1 °C соответственно. Был проведён дополнительный эксперимент TFSAL2, в котором для определения зависимости температуры замёрзания от солёности использовались материалы работ [9, 11]. Данные расчётов мощности ММП, полученные в эксперименте TFSAL2, приведены на рис. 5. Результаты моделирования показали, что глубина нижней границы современной криолитозоны

на внутреннем шельфе при глубине моря 10 м составляет около 685 м, что согласуется с результатами эксперимента TFSAL. Однако по направлению в сторону моря глубина залегания подошвы ММП, по расчётам TFSAL2, уменьшается с более высокой скоростью: до 536 м ($H_W = 20$ м) и до 127 м ($H_W = 30$ м) (см. рис. 5, б). В этом же направлении происходит заглубление верхней границы ММП: до 52, 74 и 77 м для изобат 10, 20 и 30 м соответственно. Учёт более низкой температуры замёрзания в TFSAL2 приводит к тому, что мёрзлые породы полностью оттаивают в поле отрицательных температур донных осадков

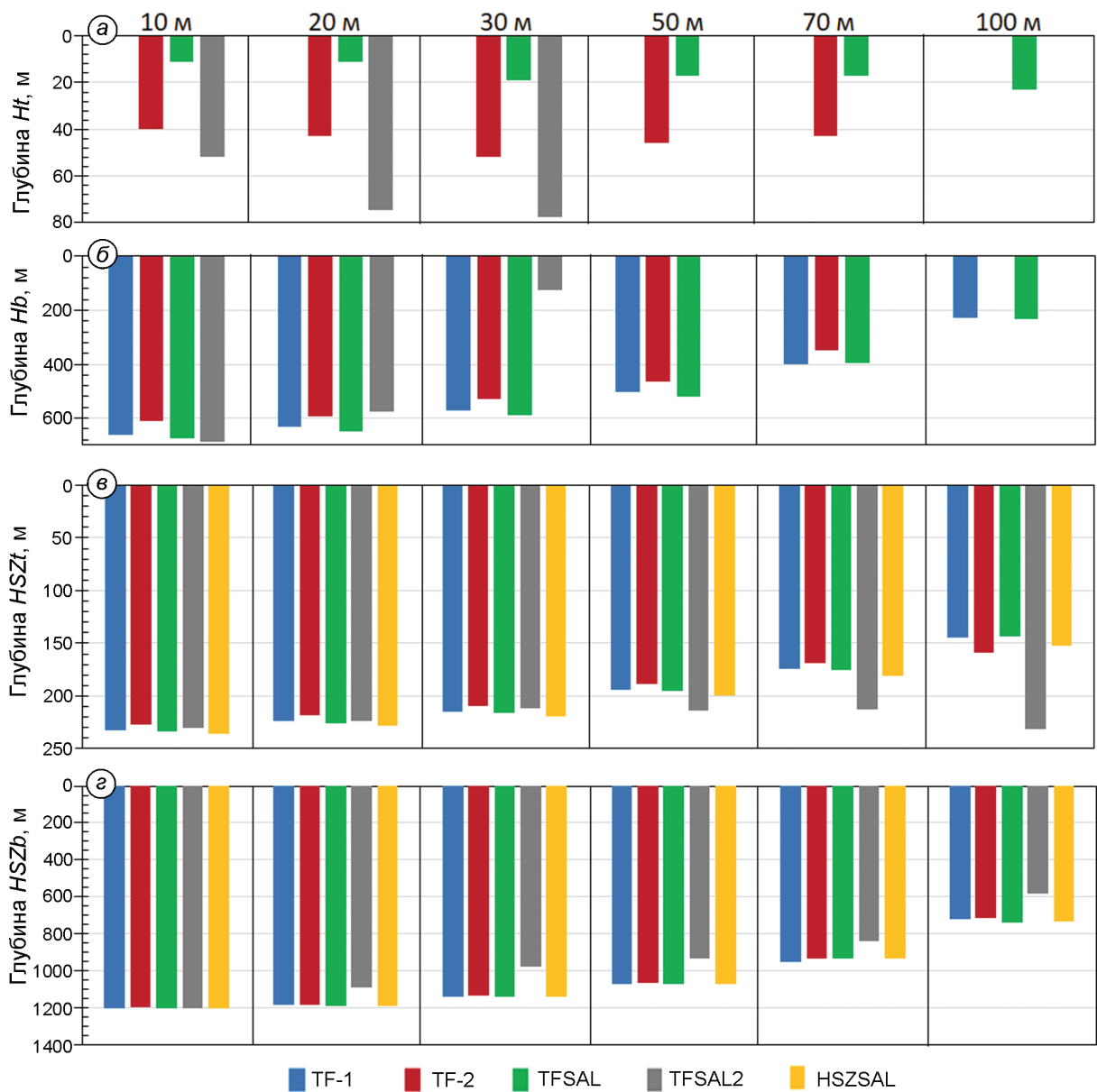


Рис. 5. Глубина, отсчитываемая от поверхности дна, м: a – верхней (H_t) и $б$ – нижней (H_b) границ субаквальной мерзлоты, а также $в$ – верхней (HSZ_t) и $г$ – нижней (HSZ_b) границ зоны стабильности газовых гидратов, полученная в численных экспериментах TF-1, TF-2, TFSAL, TFSAL2 и HSZSAL для шельфа с современными глубинами моря 10–100 м

Fig. 5. Depth (measured from the bottom) of: a – the upper (H_t) and $б$ – lower (H_b) boundaries of the subaquatic permafrost, as well as $в$ – the upper (HSZ_t) and $г$ – lower (HSZ_b) boundaries of the hydrates stability zone (in m) in numerical experiments TF-1, TF-2, TFSAL for a shelf with the present day sea depth 10–100 m

под воздействием тепла и солей на среднем и внешнем шельфе ($H_w \geq 50$ м) в современный период. Полученные оценки глубины верхней границы ММП по расчётам TFSAL2 на внутреннем шельфе (52 м при $H_w = 10$ м) согласуются с данными измерений в буровых скважинах на шельфе моря Лаптевых (36 м при $H_w = 5$ м) [9].

Сравнение экспериментов с разными параметризациями температуры замерзания при оценке мощности субаквальной мерзлоты показало, что засоление донных осадков, которое следует за затоплением шельфа, необходимо учитывать при оценке положения верхней границы ММП. Так, перенос соли, который принимался во вни-

мание в экспериментах TFSAL, способен в несколько раз изменить скорость деградации ММП со стороны верхней границы по сравнению с экспериментом TF-1 с неизменной во времени температурой замерзания. В результате наблюдаются значительные различия в оценках положения верхней границы мёрзлого слоя под дном моря.

Динамика зоны стабильности метангидратов.

В экспериментах TFSAL, TF-1 и TF-2 глубина верхней и нижней границ зоны устойчивого существования гидратов метана определяется пересечением профиля давления в донных осадках шельфа и граничной кривой термодинамической устойчивости гидратов в соответствии с (7) при $T_D = 0$. Верхняя граница ЗСГГ ($HSZt$) расположена на глубине 145–230 м под морским дном. Глубина её залегания уменьшается от берега в сторону моря, что определяется дополнительным барическим фактором из-за веса водного слоя. Различия между оценками для $HSZt$, полученными в экспериментах TFSAL и TF-1, составили всего 1 м. Меньшая глубина залегания верхней границы ЗСГГ (на 5–6 м) для внутреннего шельфа (по оценкам TF-2 и TFSAL2) и среднего шельфа (по оценке TF-2) объясняется более низкими температурами осадочного слоя, полученными в этих экспериментах. Для среднего и внешнего шельфа при $H_w \geq 50$ м залегание $HSZt$ оказалось, наоборот, самыми глубоким по результатам TFSAL2, что объясняется полным оттаиванием ММП в период последней трансгрессии и дальнейшим повышением температуры донных пород по результатам данного эксперимента.

Глубина залегания нижней границы ЗСГГ ($HSZb$) также зависит от глубины моря и определяется как толщиной водного слоя, так и полем температур осадков шельфа (см. рис. 5, з). Динамика $HSZb$ коррелирует с изменением нижней границы мёрзлого слоя, поэтому оценки по результатам экспериментов TFSAL, TF-1 и TF-2, полученные для мелкого и среднего шельфа при $H_w \leq 70$ м, незначительно различаются между собой. Даже для внешнего шельфа это различие не превышает 3%. Сокращение мощности ММП на внутреннем и среднем шельфе при $H_w \geq 20$ м по результатам TFSAL2 способствует более быстрому сокращению мощности ЗСГГ. Несмотря на оттаивание мёрзлого слоя при $H_w \geq 50$ м, ЗСГГ сохраняется.

В эксперименте HSZSAL вводится дополнительная зависимость от солёности при расчё-

те ЗСГГ. В остальном он повторяет эксперимент TFSAL. Например, при солёности 40 ‰ граница фазовой кривой термодинамической устойчивости гидратов метана увеличивается на 2 °С в (7). Оценку эффекта засоления при расчёте зоны устойчивости метангидратов можно получить, сравнивая положение верхней и нижней границ этой зоны для современного периода между расчётами по TFSAL и HSZSAL (см. рис. 5). Верхняя граница современной ЗСГГ, согласно результатам расчётов TFSAL, расположена ниже морского дна на 140–230 м (см. рис. 5, в) в зависимости от области шельфа. Концентрация соли в поровой воде составляет примерно 18 ‰ на глубине 150 м только для внешнего шельфа. В расчёте HSZSAL смещение верхней границы ЗСГГ вниз по сравнению с TFSAL составило лишь 2–9 м на внешнем шельфе (при $H_w > 50$ м) и менее 2 м для меньших значений H_w . Изменения в положении нижней границы ЗСГГ, глубина залегания которой соответствует малозасолённым (внешний шельф) или незасолённым грунтам (внутренний шельф), отсутствуют (см. рис. 5, з). Влияние засоления при расчёте термобарических условий устойчивости метангидрата приводит к сокращению мощности ЗСГГ, однако из-за большой глубины залегания в донных отложениях это влияние незначительное – не более нескольких процентов.

Расчётная зона стабильности газогидрата может существовать с глубин 140–250 м под морским дном. Однако локальное повышение давления в газонасыщенных горизонтах при замерзании может приводить к образованию метангидратов на небольшой глубине внутри ММП, которые в дальнейшем могут существовать в метастабильном состоянии [6]. Более высокая концентрация соли в верхних десятках метров донных осадков будет сильнее влиять на газовые гидраты подобного происхождения. Возможно влияние непосредственно и на сами гидратные залежи, ускоряя их образование. Растворимость метана в солёной воде снижается, что в свою очередь увеличивает количество свободного газа в порах и ускоряет процессы гидратообразования в пределах ЗСГГ [18, 30]. Засоленность мёрзлых пород и переход их из твёрдо-мёрзлого состояния в охлаждённое может стать причиной роста газопроницаемости ММП [19] и формирования скоплений свободного газа в газопроницаемых зонах, что приведёт к повышенной эмиссии метана в атмосферу Арктики.

Заключение

Смоделировано влияние засоления на состояние затопленных морем многолетнемёрзлых толщ шельфа моря Лаптевых. При исследовании выбраны четыре способа учёта засоления донных отложений, которые используются в задачах такого типа. Показано, что в верхних горизонтах донных отложений многолетнемёрзлые породы деградируют при отрицательных температурах. Сокращение мощности таких образований в результате деградации со стороны верхней границы зависит от глубины шельфа, что определяется временем послеледниковой трансгрессии моря. По результатам эксперимента TFSAL, за счёт засоления донных отложений верхняя граница многолетнемёрзлых пород расположена на глубине 10–25 м ниже морского дна в зависимости от современной глубины шельфа. Для глубины расположения нижней границы многолетнемёрзлых пород подобное влияние незначительно и приводит к неопределённости результатов, не превышающей 10%.

Оценки мощности современной зоны многолетнемёрзлых пород зависят от используемой параметризации процессов засоления донных отложений. При этом оценки положения нижней границы зоны таких пород, при использовании постоянной температуры замерзания $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ в подобных задачах [3, 15], хорошо согласуются с аналогичными оценками, полученными при учёте диффузии соли. Учёт диффузии соли в задачах исследования динамики субаквальной мерзлоты необходим при определении положения верхней границы субаквальной мерзлоты, а также при расчёте скорости её деградации. Согласно расчётам, перенос солей может изменить положение и скорость смещения верхней границы ММП в несколько раз по сравнению со случаем неизменной во времени солёности и, следовательно, постоянной во времени температурой замерзания. Вместе с тем перенос солей значительно не влияет на положение нижней границы ММП.

Литература

1. 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. <https://doi.org/10.1029/2011JC007218>.

Отметим, что, согласно [12, 15], изменение интенсивности геотермального потока тепла от 40 до 100 мВт/м², а также учёт формирования таликов под термокарстовыми озёрами способны изменить глубину нижней границы мерзлоты на шельфе в несколько раз. Неопределённость расчётов из-за неточности задания начальных условий существенно меньше при условии, когда период моделирования составляет не менее одного ледникового цикла (120 тыс. лет) [3]. Дополнительная неопределённость связана с выбором данных климатических палеореконокструкций: в терминах глубины нижней границы многолетнемёрзлых грунтов на шельфе она может достигать нескольких десятков метров [24]. Как следствие – конкретные значения в тот или иной момент времени в наших расчётах характеризуются большой неопределённостью. Однако изменение этих переменных между оледенениями и межледниковьями оказывается при этом вычисленным с неопределённостью не более нескольких десятков метров, что связано с математической структурой уравнений диффузии тепла в породах шельфа [15, 24].

Используя соотношения для определения зоны стабильности гидратов метана с учётом солёности, мы получили оценки её влияния на верхнюю и нижнюю границы этой зоны. Численные результаты показали, что толщина зоны стабильности газовых гидратов становится меньше с увеличением солёности. Это происходит за счёт смещения вниз верхней границы зоны стабильности, которое составило лишь 2–9 м для внешнего шельфа и ещё меньшие значения для внутреннего. В результате мощность зоны стабильности гидратов становится меньше, чем в случае пресной воды.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (проекты № 20-05-00241, № 18-05-60111, № 18-05-00087).

Acknowledgments. This work was supported by grant RFBR (№ 20-05-00241, № 18-05-60111, and № 18-05-00087).

References

1. 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 (C10): C10027. <https://doi.org/10.1029/2011JC007218>.

2. Romanovskii N.N., Hubberten H.W., Gavrilo A.V., Eliseeva A.A., Tipenko 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. <https://doi.org/10.1007/s00367-004-0198-6>.
3. 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 and Planetary Change*. 2017. V. 157. P. 18–25. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.08.007>.
4. Majorowicz J., Osadetz K., Safanda J. Models of Talik, Permafrost and Gas Hydrate Histories—Beaufort Mackenzie Basin, Canada // *Energies*. 2015. V. 8. P. 6738–6764.
5. Tinivella U., Giustiniani M., Marin Moreno H. A quick-look method for initial evaluation of gas hydrate stability below subaqueous permafrost // *Geosciences*. 2019. V. 9. № 8. P. 329. <https://doi.org/10.3390/geosciences9080329>.
6. Chuvilin E., Bukhanov B., Davletshina D., Grebenkin S., Istomin V. Dissociation and Self-Preservation of Gas Hydrates in Permafrost // *Geosciences*. 2018. V. 8. № 12. P. 431. <https://doi.org/10.3390/geosciences8120431>.
7. You K., Flemings P.B., Malinverno A., Collett T.S., Darnell K. Mechanisms of methane hydrate formation in geological systems // *Reviews of Geophysics*. 2019. V. 57. № 4. P. 1146–1196. <https://doi.org/10.1029/2018RG000638>.
8. Thornton B.F., Prytherch J., Andersson K., Brooks I.M., Salisbury D., Tjernström M., Crill P.M. Shipborne eddy covariance observations of methane fluxes constrain Arctic sea emissions // *Sci. Adv.* 2020. V. 6. № 5. P. eaay7934. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aay7934>.
9. Rachold V., Bolshiyarov D.Yu., Grigoriev M.N., Hubberten H-W., Junker R., Kunitsky V.V., Merker F., Overduin P., Schneider W. Near-shore Arctic subsea permafrost in transition // *EOS. Transaction of Amer. Geophys. Union*. 2007. V. 88. № 13. P. 149–156. <https://doi.org/10.1029/2007EO130001>.
10. 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. № 2 (118). С. 97–105.
11. Разумов С.О., Спектор В.Б., Григорьев М.Н. Модель позднечайной эволюции криолитозоны шельфа западной части моря Лаптевых // *Океанология*. 2014. Т. 54. № 5. С. 679–693.
12. Елисеев А.В., Малахова В.В., Аржанов М.М., Голубева Е.Н., Денисов С.Н., Мохов И.И. Изменение границы многолетнемёрзлого слоя и зоны стабильности гидратов метана на арктическом шельфе Евразии в 1950–2100 гг. // *ДАН*. 2015. Т. 465. № 5. С. 598–603.
13. Nicolsky 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.
14. Overduin P.P., Schneider von Deimling T., Miesner F., Grigoriev M.N., Ruppel C.D., Vasiliev A., Lantuit H., Juhs B., Westermann S. Submarine permafrost map in the Arctic modeled using 1-D transient heat flux (SuPerMAP) // *Journ. of Geophys. Research: Oceans*. 2019. V. 124. № 6. P. 3490–3507. <https://doi.org/10.1029/2018JC014675>.
15. Малахова В.В., Елисеев А.В. Влияние рифтовых зон и термокарстовых озёр на формирование субаквальной мерзлоты и зоны стабильности метаногидратов шельфа моря Лаптевых в плейсто-
2. Romanovskii N.N., Hubberten H.W., Gavrilo A.V., Eliseeva A.A., Tipenko G.S. Offshore permafrost and gas hydrate stability zone on the shelf of East Siberian Seas. *Geo-Marine Letters*. 2005, 25 (2–3): 167–182. <https://doi.org/10.1007/s00367-004-0198-6>.
3. 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 and Planetary Change*. 2017, 157: 18–25. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.08.007>.
4. Majorowicz J., Osadetz K., Safanda J. Models of Talik, Permafrost and Gas Hydrate Histories—Beaufort Mackenzie Basin, Canada. *Energies*. 2015, 8: 6738–6764.
5. Tinivella U., Giustiniani M., Marin Moreno H. A quick-look method for initial evaluation of gas hydrate stability below subaqueous permafrost. *Geosciences*. 2019, 9 (8): 329. <https://doi.org/10.3390/geosciences9080329>.
6. Chuvilin E., Bukhanov B., Davletshina D., Grebenkin S., Istomin V. Dissociation and Self-Preservation of Gas Hydrates in Permafrost. *Geosciences*. 2018, 8 (12): 431. <https://doi.org/10.3390/geosciences8120431>.
7. You K., Flemings P.B., Malinverno A., Collett T.S., Darnell K. Mechanisms of methane hydrate formation in geological systems. *Reviews of Geophysics*. 2019, 57 (4): 1146–1196. <https://doi.org/10.1029/2018RG000638>.
8. Thornton B.F., Prytherch J., Andersson K., Brooks I.M., Salisbury D., Tjernström M., Crill P.M. Shipborne eddy covariance observations of methane fluxes constrain Arctic sea emissions. *Sci. Adv.* 2020, 6 (5): eaay7934. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aay7934>.
9. Rachold V., Bolshiyarov D.Yu., Grigoriev M.N., Hubberten H-W., Junker R., Kunitsky V.V., Merker F., Overduin P., Schneider W. Near-shore Arctic subsea permafrost in transition. *EOS Transaction Amer. Geophys. Union*. 2007, 88 (13): 149–156. <https://doi.org/10.1029/2007EO130001>.
10. 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, 2 (118): 97–105. [In Russian].
11. 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].
12. 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. *Proc. of the Academy of Sciences*. 2015, 465 (2): 1283–1288. doi 10.1134/S1028334X16110131.
13. Nicolsky 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.
14. Overduin P.P., Schneider von Deimling T., Miesner F., Grigoriev M.N., Ruppel C. D., Vasiliev A., Lantuit H., Juhs B., Westermann S. Submarine permafrost map in the Arctic modeled using 1-D transient heat flux (SuPerMAP). *Journ. of Geophys. Research: Oceans*. 2019, 124 (6): 3490–3507. <https://doi.org/10.1029/2018JC014675>.
15. 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*

- цене // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 2. С. 231–242. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-2-231-242>.
16. Brouchkov A. Salt and water transfer in frozen soils induced by gradients of temperature and salt content // Permafrost and Periglacial Processes. 2000. V. 11. № 2. P. 153–160.
 17. Portnov A., Miener J., Serov P. Modeling the evolution of climate sensitive Arctic subsea permafrost in regions of extensive gas expulsion at the West Yamal shelf // Journ. of Geophys. Research: Biogeosciences. 2014. V. 119. № 11. P. 2082–2094. <https://doi.org/10.1002/2014JG002685>.
 18. Yang D., Xu W. Effects of salinity on methane gas hydrate system // Science in China. Series D-Earth Sciences. 2007. V. 50. P. 1733–1745. <https://doi.org/10.1007/s11430-007-0126-5>.
 19. Чувилин Е.М., Гребенкин С.И., Сакле М. Влияние влагосодержания на газопроницаемость песчаных пород в мерзлом и талом состояниях // Криосфера Земли. 2016. Т. XX. № 3. С. 71–78.
 20. Галушкин Ю.И., Ситар К.А., Фролов С.В. Формирование и деградация криогенных толщ на Уренгойской и Куюмбинской площадях Сибири. Ч. 1. Применение системы моделирования осадочных бассейнов ГАЛО // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI. № 1. С. 3–11.
 21. Moridis G.J. Numerical studies of gas production from methane hydrates // Society of Petroleum Engineers Journ. 2003. V. 32. № 8. P. 359–370.
 22. 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.
 23. 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 Review. 2002. V. 21. № 1–3. P. 295–305.
 24. Malakhova V.V., Eliseev A.V. Uncertainty in temperature and sea level datasets for the Pleistocene glacial cycles: Implications for thermal state of the subsea sediments // Global and Planetary Change. 2020. V. 192. P. 103249. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103249>.
 25. 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.
 26. Golubeva E., Platov G., Malakhova V., Kraineva M., Iakshina D. Modelling the Long-Term and Inter-Annual Variability in the Laptev Sea Hydrography and Subsea Permafrost State // Polarforschung, Bremerhaven, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research. 2018. V. 87. № 2. P. 195–210. doi: 10.2312/polarforschung.87.2.195.
 27. Davies J.H. Global map of Solid Earth surface heat flow // Geochem. Geophys. Geosystem. 2013. V. 14. № 10. P. 4608–4622.
 28. Фотиев С.М. Современные представления об эволюции криогенных областей Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене (Сообщение 2) // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 2. С. 3–26.
 29. Фартышев А.И. Особенности прибрежно-шельфовой криолитозоны моря Лаптевых. Новосибирск: Наука, 1993. 136 с.
 30. Davie M.K., Zatsepina O.Y., Buffett B.A. Methane solubility in marine hydrate environments // Marine Geology. 2004. V. 203. P. 177–184.
 31. Sneg. Ice and Snow. 2018, 58 (2): 231–242. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-2-231-242>. [In Russian].
 16. Brouchkov A. Salt and water transfer in frozen soils induced by gradients of temperature and salt content. Permafrost and Periglacial Processes. 2000, 11 (2): 153–160.
 17. Portnov A., Miener J., Serov P. Modeling the evolution of climate sensitive Arctic subsea permafrost in regions of extensive gas expulsion at the West Yamal shelf // Journ. of Geophys. Research: Biogeosciences. 2014, 119 (11): 2082–2094. <https://doi.org/10.1002/2014JG002685>.
 18. Yang D., Xu W. Effects of salinity on methane gas hydrate system. Science in China. Series D-Earth Sciences. 2007, 50: 1733–1745. <https://doi.org/10.1007/s11430-007-0126-5>.
 19. Chuvilin E.M., Grebenkin S.I., Sacleux M. Influence of moisture content on permeability of sandy soils in frozen and unfrozen states. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2016, XX (3): 71–78. [In Russian].
 20. Galushkin Yu., Sitar K., Frolov S.V. Permafrost formation and degradation in the Urengoy and Kuyumbinskaya areas of Siberia. Part 2. Influence of variations in thermophysical parameters of frozen rocks on temperature and heat flow distributions with depth. *Earth's Cryosphere*. 2012, XVI (1): 23–29.
 21. Moridis G.J. Numerical studies of gas production from methane hydrates. Society of Petroleum Engineers Journ. 2003, 32 (8): 359–370.
 22. 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, 31 (1–4): 125–139.
 23. 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 Review*. 2002, 21 (1–3): 295–305.
 24. Malakhova V.V., Eliseev A.V. Uncertainty in temperature and sea level datasets for the Pleistocene glacial cycles: Implications for thermal state of the subsea sediments. *Global and Planetary Change*. 2020, 192: 103249. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103249>.
 25. 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.
 26. Golubeva E., Platov G., Malakhova V., Kraineva M., Iakshina D. Modelling the Long-Term and Inter-Annual Variability in the Laptev Sea Hydrography and Subsea Permafrost State. *Polarforschung*, Bremerhaven, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research. 2018, 87 (2): 195–210. doi: 10.2312/polarforschung.87.2.195.
 27. Davies J.H. Global map of Solid Earth surface heat flow. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2013, 14 (10): 4608–4622.
 28. Fotiev S.M. Modern conceptions of the evolution of cryogenic area of West and East Siberia in pleistocene and golocene (Report 2). *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2006, X (2): 3–26. [In Russian].
 29. Fartyshev 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].
 30. Davie M.K., Zatsepina O.Y., Buffett B.A. Methane solubility in marine hydrate environments. *Marine Geology*. 2004, 203: 177–184.