

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ КРИОСФЕРЫ

УДК 553.98+548.562(268.56)+551.34

DOI: 10.15372/KZ20240504

EDN: NZETEI

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СУБАКВАЛЬНЫХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД НА ЕВРАЗИЙСКОМ ШЕЛЬФЕ АРКТИКИ С УЧЕТОМ ЗОНАЛЬНОСТИ СОВРЕМЕННОГО КЛИМАТА**Ю.Ю. Смирнов^{1,2,*}, Т.В. Матвеева¹, Н.А. Щур^{1,3}, А.А. Щур¹, А.В. Бочкарев¹**¹ *Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана, 190121, Санкт-Петербург, Английский просп., 1, Россия*² *Российский государственный гидрометеорологический университет, 192007, Санкт-Петербург, ул. Воронежская, 79, Россия*³ *Санкт-Петербургский политехнический университет Петра Великого, 195251, Санкт-Петербург, ул. Политехническая, 29, Россия***Автор для контакта; e-mail: y.y.smirnov@mail.ru*

Изучение и прогнозирование состояния подводной мерзлоты весьма важно в связи с вопросами глобальных изменений климата, газогидратообразования, оценки природных опасностей в результате оттаивания мерзлых толщ. В статье представлен прогноз распространения реликтовой субмаринной мерзлоты на евразийском шельфе Северного Ледовитого океана на основе решения одномерной нестационарной задачи Стефана методом конечных разностей с использованием современных программных средств и библиотек. Описан математический аппарат модели. Особое внимание уделено процессу выбора граничных условий задачи, их синтеза. Расчеты выполнены на основе климатической кластеризации протяженного евразийского шельфа с учетом зональной изменчивости как приземной температуры воздуха, так и температуры и солёности придонных вод. Впервые представлены модельные оценки положения кровли субаквальной мерзлоты, проведено сравнение с данными бурения. Анализ влияния граничных условий на результаты моделирования и сравнение модельных данных с результатами сейсмоакустических и буровых работ подтверждают хорошее качество модели. Эволюция многолетнемерзлых пород во времени представлена комплектом из трех карт для разных этапов позднего неоплейстоцена–голоцена. В результате исследования создана глобальная двухмерная карта мощности субмаринных многолетнемерзлых пород евразийского шельфа высокого разрешения. Проведены детальные моделирование и картирование распространения кровли многолетнемерзлых пород на хорошо изученных участках. По оценкам авторов, на всем протяжении евразийского шельфа прогнозируется широкое распространение субмаринных многолетнемерзлых пород. Наибольшая мощность реликтовых мерзлых отложений приурочена к литоральной зоне морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, а также побережью Новосибирских островов. В Печорском и Чукотском морях в основном прогнозируется слабобразованная, близкая к полной деградации, реликтовая подводная мерзлота.

Ключевые слова: *евразийский шельф, субмаринные многолетнемерзлые породы, Python, Julia, численное моделирование мерзлоты, прогнозное картирование субмаринной мерзлоты.*

Ссылка для цитирования: Смирнов Ю.Ю., Матвеева Т.В., Щур Н.А., Щур А.А., Бочкарев А.В. Численное моделирование субаквальных многолетнемерзлых пород на евразийском шельфе Арктики с учетом зональности современного климата // Криосфера Земли, 2024, т. XXVIII, № 5, с. 38–59. DOI: 10.15372/KZ20240504. EDN: NZETEI.

NUMERICAL MODELLING OF SUBMARINE PERMAFROST ON THE EURASIAN ARCTIC SHELF CONSIDERING MODERN CLIMATE ZONALITY**Yu.Yu. Smirnov^{1,2,*}, T.V. Matveeva¹, N.A. Shchur^{1,3}, A.A. Shchur¹, A.V. Bochkarev¹**¹ *All-Russia Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean (VNIIOkeangeologia), Angliyskiy ave., 1 St. Petersburg, 190121 Russia*² *Russian State Hydrometeorological University, Voronezhskaya St. 79, St. Petersburg, 192007 Russia*³ *Peter the Great Sanki-Petersburg Polytechnic University, Polytechnic St. 29, St. Petersburg, 195251 Russia***Corresponding author; e-mail: y.y.smirnov@mail.ru*

The study and prediction of subsea permafrost conditions hold profound significance in the context of global climate change, the formation of gas hydrates, and the assessment of natural hazards arising from the

permafrost thawing. This study presents a forecast of relict subsea permafrost distribution across the Eurasian Arctic shelf through the resolution of a one-dimensional, non-stationary Stefan problem using finite difference methods, facilitated by contemporary software tools and libraries. The mathematical description of the model is presented. Particular attention is paid to the boundary conditions of the model and their synthesis. Calculations take into account the climate clustering of the expansive Eurasian shelf, considering zonal variations in both near-surface air temperature and the temperature and salinity of subsea waters. For the first time, model estimates of the position of the upper boundary of subsea permafrost are presented, and its position is compared with drilling data. Analysis of the influence of boundary conditions on the simulation results and comparison of our results with seismoacoustic and drilling data confirm the good quality of the model. The evolution of subsea relict permafrost in time is represented by a set of three maps for the Late Pleistocene–Holocene time spans. As a result, a high-resolution global two-dimensional map of the thickness of underwater permafrost on the Eurasian shelf was created. Detailed modelling and forecast mapping of the distribution of permafrost table was carried out in well-studied areas. According to our forecasts, a wide distribution of subsea relict permafrost is predicted throughout the Eurasian Arctic shelf. The greatest thickness of relict frozen deposits is confined to the littoral zone of the Laptev and East Siberian seas, as well as the offshore of the New Siberian Islands. In the Pechora and Chukchi seas, mostly poorly developed, close to complete degradation, relict subsea permafrost is predicted.

Keywords: *Eurasian Arctic shelf, submarine permafrost, Python, Julia, numerical permafrost modelling, forecast submarine permafrost mapping.*

ВВЕДЕНИЕ

Сведения о распространенности субмаринных многолетнемерзлых пород (СММП) и их мощности на евразийском шельфе Северного Ледовитого океана (СЛО) весьма скудны. Субмаринная криолитозона является одной из важнейших геолого-геофизических особенностей арктических шельфовых морей и объектом исследований геокриологов, океанологов, палеогеографов. Вопросы потепления климата, деградации мерзлых толщ и активизации опасных криогенных процессов, не только влияющих на природные обстановки, но и осложняющих инженерно-геологические работы в Арктике, в том числе вдоль трассы Севморпути, обуславливают интерес к вопросам пространственно-временной изменчивости подводной мерзлоты и особенно к ее глобальному распространению.

Существование субмаринной криолитозоны определяется главным образом двумя факторами: отрицательной температурой придонных слоев воды (современные условия) и глубоким промерзанием на субаэральных этапах развития шельфа (палеоусловия) вследствие эвстатических причин изменения уровня моря [Арз, 1980; Жигарев, 1981; Соловьев и др., 1987].

Базовыми характеристиками СММП являются мощность и характер распространения, и именно эти данные очень малочисленны. Первые сведения о мерзлых отложениях в морях Восточной Арктики были представлены в 60–70-х годах прошлого столетия в работах [Григорьев, 1966; Молочушкин, 1969; Молочушкин, Гаврильев, 1970]. Позднее геологами НИИГА и НПО Севморгео (ныне – ВНИИОкеангеология) были осуществлены масштабные буровые работы со льда в проливах Санникова и Дмитрия Лаптева [Фартышев, 1978; Соловьев, 1981]. Позднее значительный вклад в изучение подводной мерзлоты внесли инженерно-геологические и геолого-геофизические

работы АМИГЭ и “Севморнефтегазгеофизики” [Козлов, 2006; Неизвестнов и др., 2009], проводимые с целью изучения нефтегазоносности. В акватории моря Лаптевых получены данные бурения с припайного льда в прибрежной зоне губы Буор-Хая [Chuvilin et al., 2021]. Все эти работы внесли существенный вклад в понимание мерзлотно-геологических условий евразийского шельфа, но их все еще недостаточно и локализованы они спорадически.

Поскольку документальных сведений о распространении мерзлых пород (особенно реликтовых) на евразийском арктическом шельфе России относительно немного и все они приурочены к баренцево-карскому и очень локально к лаптевоморскому шельфу, таких данных явно недостаточно для обоснованного картирования в глобальном масштабе. Известны немногочисленные данные о наблюдении верхней границы реликтовой мерзлой зоны по данным бурения, пробоотбора и геофизики (сейсмо- и электроразведка) в Печорском, Карском морях и в море Лаптевых. Однако нет фактических данных (по крайней мере, опубликованных) о глубине залегания подошвы субмаринной криолитозоны. Таким образом, представления о закономерностях распространения подводной мерзлоты носят прогнозный характер и являются по сути некими моделями, основанными на палеогеографических данных. Поэтому главным инструментом ее изучения на арктическом шельфе является численное моделирование.

Оптимальным решением может стать составление прогнозных карт распространения криолитозоны, которые представляют собой модели на основе общих криогеотермических закономерностей, с учетом палеогеографических обстановок позднего кайнозоя, а также мерзлотно-геотермических расчетов возможного распространения реликтовой мерзлой зоны. Суть мерзлотно-геотер-

мических расчетов в определении мощности мерзлой зоны, формировавшейся в субаэральных условиях на протяжении конкретного периода времени и в оценке величины протаивания после перехода мерзлой толщи в субаквальные положения. Разность между этими двумя величинами позволяет оценить возможность сохранения мерзлых пород ниже дна, их вероятную мощность и поддонную глубину залегания. Однако реализация такой схемы осложнена как большим количеством и неопределенностью необходимых для расчета характеристик, так и выбором адекватной расчетной модели, в наибольшей мере отвечающей реальным условиям.

Остановимся на нескольких наиболее интересных с методической точки зрения работах по прогнозам СММП, особенно в глобальном масштабе. Итоги работы по изучению и картированию подводной мерзлоты в связи с газогидратообразованием представлены в [Соловьев и др., 1987], а позднее нашли отражение в картах “Субмаринная криолитозона. Прогноз распространения” и “Условия газогидратоносности и потенциально газогидратоносные акватории” [Соловьев, Гинсбург, 2004]. Так, в работе [Соловьев и др., 1987] картирование СММП основывалось на методике, впервые предложенной в работах [Молочушкин, 1970; Шарбатян, 1974], где решалась упрощенная задача теплопроводности для двухкомпонентной среды. Степень промерзания пород при данном подходе зависит от величины температурного скачка на верхней границе при переходе от субаэральных условий к субаквальным. В частности, при определении величины этого скачка на восточно-арктическом шельфе для субаэральных условий принималось значение среднемноголетней температуры слоя годовых колебаний ($-14...-15^{\circ}\text{C}$) для Новосибирских островов, а в качестве температуры для субаквальных условий – температура придонного слоя воды (до -1.9°C). При такой конфигурации на верхней границе итоговая величина температурного скачка В.А. Соловьевым с соавт. [1987] принималась равной -12°C .

Численное моделирование для прогноза распространения подводной мерзлоты на восточно-арктическом шельфе было применено Н.Н. Романовским, А.В. Гавриловым, В.Е. Тумским и А.Л. Холодовым с соавторами. В частности, работы [Романовский и др., 2003; Kholodov et al., 2001] основаны на модели Г.С. Типенко [Типенко и др., 1990, 1999], чье математическое описание представляется одним из самых подробных. В этой модели были последовательно введены и синтезированы температурная зональность для верхнего граничного условия, палеорекострукции температур в субаэральные периоды, температура придонного слоя воды, а также ряды эвстатических

колебаний уровня моря для определения продолжительности периодов трансгрессии и регрессии. Однако расчеты производились лишь для одного-двух значений как температур на верхней границе, так и теплового потока на нижней границе модельного домена.

Моделирование мерзлоты на шельфе моря Лаптевых было продолжено в работах при участии В.В. Малаховой с соавторами, посвященных изучению как эволюции СММП – исключительно решению одномерного нестационарного уравнения теплопроводности [Gavrilov et al., 2020a], так и пространственному распределению СММП в морях Восточной Арктики [Golubeva et al., 2018]. В качестве верхнего граничного условия выступал синтез региональных среднемноголетних температур и палеорекострукций приземной температуры. В качестве нижнего граничного условия принят тепловой поток, представленный в виде отдельных значений в конкретных скважинах либо в виде полей из архивов [Malakhova, 2018]. Теплофизические параметры отложений, вещественный состав и физические свойства принимались на основе анализа имеющихся натурных данных по нескольким скважинам и опубликованных результатов [Malakhova, 2020].

Схожей концепции придерживались и зарубежные авторы [Majorowicz et al., 2012, 2013], применяя аналогичный подход к региональному моделированию СММП и зоны стабильности газовых гидратов в дельте р. Маккензи и на канадском шельфе. Отметим, что здесь впервые приведен расчет во временном масштабе порядка 3 млн лет, учитывающий долготермические изменения климата планеты.

В работах [Overduin et al., 2019; Angelopoulos et al., 2020] рассчитывались не только термобарические условия существования СММП, но и содержание льда в осадочных породах. Однако при задании граничных условий (в частности, температуры воды для субаквальных периодов) упускалась из виду зональная изменчивость как температуры, так и солености морской воды.

Важным аспектом создания геокриологических карт на основе моделирования СММП является описание палеообстановки в морях СЛО, например, в работах [Романовский и др., 1997; Gavrilov et al., 2020b], где моделирование производится с учетом региональных различий в колебании уровня моря Лаптевых, Восточно-Сибирского и Карского морей, или в работе [Разумов и др., 2014], где представлена палеогеологическая модель моря Лаптевых с учетом диффузии соли.

Диффузия солей в отложениях также рассматривалась в [Малахова, Елисеев, 2020; Angelopoulos et al., 2019], но в упрощенном виде. В работах отсутствует анализ возникающих неопределеннос-

тей, вследствие чего нет однозначного ответа на вопрос, надо ли при численном моделировании пользоваться грубым описанием диффузии солей или следует принимать соленость как константу для всего разреза, опираясь на современное распределение, при котором соленость поровых вод строго возрастает с глубиной [Hunt, 1979].

Результаты моделирования СММП и зоны стабильности газовых гидратов (ЗСГГ) на шельфе моря Лаптевых [Matveeva et al., 2020] показали согласованность результатов с натурными данными [Рекант и др., 2009]. В данной работе проведен также анализ факторов, влияющих на сохранность реликтовых мерзлых толщ, среди которых самым важным оказался поток тепла из недр. В работе был использован закон Ати для описания уплотнения отложений с глубиной, а также введена прямоугольная функция для описания скрытой теплоты ледообразования и проанализировано влияние гидратосодержания на эволюцию СММП и ЗСГГ. Верификация результатов расчета проводилась по положению кровли СММП ввиду отсутствия данных о положении их подошвы [Смирнов и др., 2020]. При этом географическое распространение прогнозируемых СММП было ограничено только морем Лаптевых, также не учитывалась локальная изменчивость верхнего и нижнего граничных условий – приземных температур воздуха и теплового потока, требующих отдельного районирования.

В литературе зачастую не приводится анализ и сопоставление исследований предшественников, из-за чего практически невозможно оценить качество полученных результатов. Опубликованные материалы часто содержат карты низкого разрешения отдельных акваторий, что затрудняет анализ.

Глобальных прогнозных карт высокого разрешения на весь евразийский шельф не представлено ни в одной из упомянутых работ.

Целью настоящей работы был прогноз распространения реликтовой подводной мерзлоты на евразийском шельфе на основе численного моделирования и создание на этой основе прогнозной двумерной карты распространения СММП высокого разрешения с использованием ГИС-технологии.

В ходе исследования решались следующие задачи: численная реализация задачи теплопроводности, выбор палеореконструкций относительных приземных температур воздуха и эвстатических колебаний уровня моря, а также синтез на этой основе региональных верхних граничных условий для набора одномерных задач с применением кластеризации современных архивов данных, а также картирование полученных результатов.

Материалы и методы моделирования субмаринных многолетнемерзлых пород

Представленная в данной работе модель основана на решении одномерной нестационарной задачи теплопроводности (задачи Стефана):

$$\rho C \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_e \frac{\partial T}{\partial z} \right), \quad (1)$$

где ρC – специфическая теплоемкость морских отложений как многокомпонентной среды [Гольмшток, 2008]; λ_e – эффективный коэффициент теплопроводности морских отложений; T – температура морских отложений; t – время; z – глубина от поверхности дна.

Эффективный коэффициент теплопроводности n -компонентной среды определяется путем решения алгебраического уравнения n -й степени [Гольмшток, 2008]:

$$\frac{1}{\lambda_e} = 3 \sum_{i=1}^n \frac{\delta_i}{2\lambda_e + \lambda_i}, \quad (2)$$

где λ_i – коэффициент теплопроводности i -го компонента среды (представленного минеральным скелетом, водой, льдом); δ_i – относительный объем (доля) i -го компонента в единичном объеме среды, который определяется следующим образом: для минерального скелета $\delta_{sk} = 1 - \phi$, для воды $\delta_w = \phi$ и $\delta_w = \phi W$ при промерзании отложений, для льда $\delta_{ice} = \phi - \phi W$, где ϕ – пористость среды, принимаемая константой; W – содержание воды (от 0 до 1) в поровом пространстве, представляемое в виде функции от разности температуры ликвидуса льда и температуры породы для морских отложений по [Галушкин и др., 2012] для тонкодисперсных отложений, поскольку в рамках данной работы авторов интересовало положение кровли СММП.

Аналитическое решение уравнения (2) представлено в работе [Гольмшток, 2008] для двухкомпонентной среды. Решение для трехкомпонентной среды, как в нашем случае, при знании максимальных (λ_{sk}) и минимальных (λ_w) значений удельной теплопроводности находится численно с помощью метода половинного деления, длиной в 60 итераций.

При решении задачи Стефана необходимыми параметрами для моделирования мощности СММП являются теплофизические свойства отложений – теплоемкость и теплопроводность. В связи с ограниченностью сведений о них ввиду отсутствия буровых данных на арктическом шельфе, для расчетов была принята модель уплотнения отложений по закону Ати [Athy, 1930]:

$$\phi(z) = \phi_0 \exp(-\phi_a z), \quad (3)$$

где ϕ_0 – пористость придонных осадков; ϕ_a – коэффициент уплотнения (табл. 1).

Таблица 1. Физические параметры отложений, принятые в моделировании

Символ	Параметр	Ед. измер.	Значение	Источник
λ_{sk}	Теплопроводность минерального скелета	Вт/(м·К)	2.5	[Grevemeyer, Villinger, 2001]
λ_w	Теплопроводность воды	Вт/(м·К)	0.56	[Waite et al., 2009]
λ_{ice}	Теплопроводность льда	Вт/(м·К)	2.21	[Sultan et al., 2004]
C_{sk}	Теплоемкость минерального скелета	Дж/(кг·К)	1000	[Sclater, Christie, 1980]
C_w	Теплоемкость воды	Дж/(кг·К)	4218	[Waite et al., 2009]
C_{ice}	Теплоемкость льда	Дж/(кг·К)	2052	[Waite et al., 2009]
L	Скрытая теплота льдообразования	Дж/кг	334 000	[Waite et al., 2009]
ρ_{sk}	Плотность минерального скелета	кг/м ³	2670	[Athy, 1930]
ρ_w	Плотность морской и поровой воды	кг/м ³	1035	[Гольмумок, 2008]
ρ_{ice}	Плотность порового льда	кг/м ³	917	[Waite et al., 2009]
Φ_0	Пористость верхнего слоя осадка	–	0.4	[Sclater, Christie, 1980]
Φ_a	Коэффициент уплотнения осадка	–	0.0004	[Sclater, Christie, 1980]

Эффективная теплоемкость C в (1) описывается уравнением

$$\rho C = \rho_{sk} C_{sk} [1 - \Phi] + \rho_w C_w \Phi W + \rho_{ice} C_{ice} (\Phi - \Phi W) + L \rho_w \frac{dW(T)}{dT} H(T(z, t)), \quad (4)$$

где L – скрытая теплота льдообразования, последний член отвечает за выделение (поглощение) скрытой теплоты льдообразования по [Галушкин и др., 2012]; $H(T(z, t))$ – функция Хевисайда, равная единице, когда $T(z, t) < T_f$, и нулю, когда $T(z, t) \geq T_f$.

Результатом расчетов являются профили температуры в отложениях на каждый расчетный момент времени и границы СММП. Расчет проводился по неявной разностной схеме с пространственным шагом $\Delta z = 1$ м и шагом по времени $\Delta t = 10^9$ с.

В качестве начального условия принимался установившийся в ходе решения стационарной задачи профиль температур, имеющий линейный вид $T = f(z)$. Верхнее граничное условие представляет собой условие первого рода – значение температуры, синтезируемое из четырех источников: данных палеореконокструкций приземных температур воздуха (T_r) и рядов эвстатических колебаний уровня моря, а также кластеризации по современным среднегодовым значениям приземных температур воздуха Арктики (ΔT_a) и кластеризации по придонной температуре воды (T_{bot}).

Для периодов регрессии моря, когда суша была открыта для выхолаживания, температура на верхней границе принималась равной приземной температуре воздуха, т. е. $T_{z=0}^t = T_a^t$, где $T_a^t = T_r + \Delta T_a^t$.

В случае же периода трансгрессии моря температура на верхней границе определялась температурой придонной воды, т. е. $T_{z=0}^t = T_{bot}^t$. Сами периоды регрессии и трансгрессии находились по ряду эвстатических колебаний уровня моря [de Boer et al., 2014].

Температура замерзания поровой воды T_f (°C) в первом приближении представлялась как функция от придонной солёности морской воды S_{bot} . Однако более корректным с точки зрения гидрологии является описание температуры замерзания как функции не только от солёности, но и от давления (глубины) [Malakhova, 2020]:

$$T_f = -0.73p - 0.064S. \quad (5)$$

При этом давление принималось гидростатическим $p = \rho gh$, где h – глубина относительно уровня моря; ρ – плотность морской воды; g – ускорение свободного падения; S – концентрация соли в морской воде, г/кг. При описании гидростатического давления учитывалось приращение за счет водного столба для субаквальных условий и давления атмосферного столба для субаэральных условий [Tinivella et al., 2019]. Солёность морской воды S считалась постоянной во времени, но переменной по глубине.

В исследовании использовалось представление о скачкообразном изменении верхних граничных условий при смене субаэральных и субаквальных обстановок на основе данных палеореконокструкции [de Boer et al., 2014]. Эта палеореконокструкция основана на изотопных данных $\delta^{18}O$ (LR04), полученных из ледяного ядра станции Восток (Антарктида) для периода 440 тыс. лет, смоделированного в масштабе 5 млн лет с шагом 100 лет. Реконструкция включает сведения об эвстатических колебаниях уровня моря и аномалиях (относительно сегодняшнего дня) средней температуры приземного воздуха для Северного полушария (40–80° с.ш.). На рис. 1 приведены использованные в расчете кривые эвстатических колебаний уровня моря и аномальные субаэральные температуры (T_a).

Расчеты проводились для периода от 440 тыс. л.н. до наших дней. Выбор именно этого временного промежутка обусловлен несколькими причинами. Во-первых, к этому времени домини-

рующими стали долгопериодные колебания температуры воздуха продолжительностью более 90 тыс. лет. Как показали расчеты по морю Лаптевых [Смирнов и др., 2021], реликтовая (образованная в промежутке от 1 до 3 млн л.н.) мерзлота при глубинах моря более 30 м полностью деградирует под воздействием высоких температур (в промежутке от 700 тыс. л.н. до наших дней). Во-вторых, результаты моделирования вариаций аномальных субаэральных температур приземного воздуха основаны на реальных данных, полученных из скважины станции Восток и, следовательно, являются наиболее обоснованными. Именно они применяются в большинстве работ по моделированию СММП арктических морей, так как ряды палеорекострукций большей длины приводят к увеличению неопределенности в расчетах [Малахова, Елисеев, 2020]. В пользу выбора кривой [de Boer et al., 2014] свидетельствует также то, что она лишена аномальных выбросов и является средней среди аналогичных модельных кривых [Berends et al., 2021]. Однако кривые из работы [de Boer et al., 2014] являются относительными для средней современной температуры и современного среднего уровня для Северного полушария, поэтому требуют приведения к современным региональным среднегодовым значениям.

Для того чтобы выявить значения современных региональных субаэральных температур приземного воздуха, были выбраны данные из архива реанализа ECMWF ERA5 за 41 год (1979–2020), представленные в базеданных Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF) [Hersbach et al., 2020]. Для описания среднегодовых температур использован данный период, являющийся одним из самых теплых со времен среднего плейстоцена, для получения критических оценок распространения СММП. Архив реанализа представлен в формате netCDF4 и включает данные более 80 тыс. станций со среднемесячными приземными температурами воздуха, смоделированными с применением ассимиляции данных из различных источников (экспедиционные исследования, наблюдения на гидрометеорологических постах и станциях, спутниковое зондирование и т. д.) для достижения наилучшей точности. Осреднение архива с данными о среднемесячных приземных температурах воздуха по времени сначала во внутригодовом масштабе, а затем в межгодовом проводилось средствами языка программирования Python (с открытыми библиотеками Numpy и Pandas). На следующем этапе выявления региональных приземных температур для определения верхнего граничного условия произведен кластерный анализ с целью районирования арктических акваторий на характерные климатические зоны. С по-

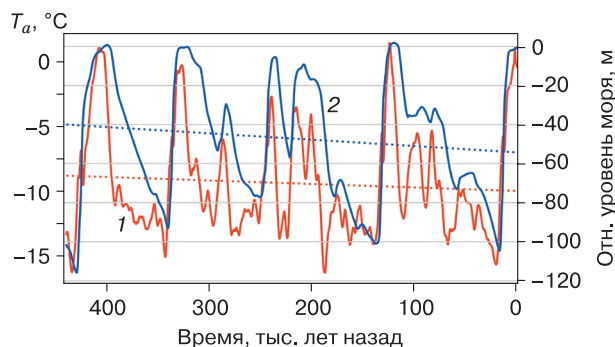


Рис. 1. Кривые относительных приземных температур воздуха T_a (1) и эвстатических колебаний уровня моря (2), построенные по данным [de Boer et al., 2014], и их линейные тренды.

мощью кластерного анализа методом К-средних, средствами открытой библиотеки Sklearn для Python произведено разбиение исследуемого района на пять климатических зон с соответствующей цветовой градацией (рис. 2).

Аналогичным образом осуществлялась кластеризация для температуры и солёности придонной воды по среднегодовым значениям из архива GLORYS12V1 [Lellouche et al., 2021]. При выделении кластеров температуры придонной воды, авторы опирались на “бентосную кривую”, использованную в работе [Overduin et al., 2019]. Выбор пяти кластеров позволил получить пространственное распределение температуры придонной воды (T_{bot}), близкое к такой кривой в [Overduin et al., 2019] и при этом сохраняющее локальные пространственные закономерности. В результате кластеризации T_{bot} было определено пять классов температуры со значениями -1.65 , -0.75 , 0 , $+0.77$ и $+1.96$ °C.

Кластеризация по солёности придонной воды (S_{bot}) потребовала большего числа кластеров ввиду значительных вариаций солёности в заливе Буор-Хая, принятого за эталон в проверочных расчетах. Эмпирически было установлено, что наблюдаемые галинные условия в заливе близ дельты р. Лены [Semiletov et al., 2013] лучше всего соответствуют минимальному значению наименьшего кластера (10.3 ‰), поэтому все ячейки кластеризации были приравнены к минимальным значениям своих кластеров.

Таким образом, верхнее граничное условие представлено синтезом значений величин T_r , T_a , T_{bot} и S_{bot} .

Нижнее граничное условие. Условие на нижней границе представлено условием второго рода в виде значений теплового потока (Q). Ключевых проблем по районированию теплового поля на арктическом шельфе две: исключительная недостаточность данных геотермических измерений

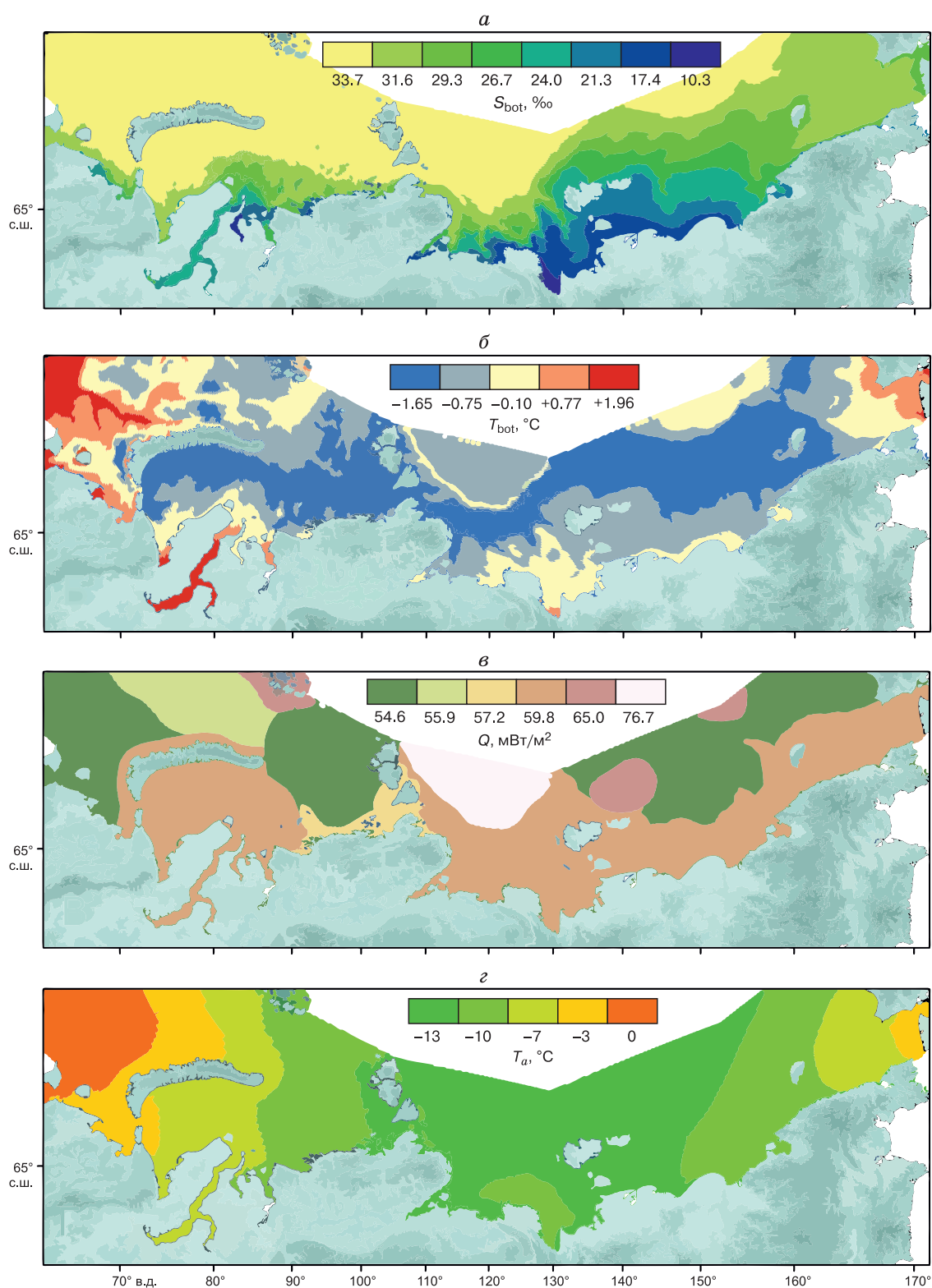


Рис. 2. Кластеризация арктических акваторий по солености придонной воды S_{bot} (a), температуре придонной воды T_{bot} (b), тепловому потоку Q (c) [Bochkarev et al., 2023] и приземной температуре воздуха T_a (d), выполненная средствами библиотеки Scikit-learn для Python методом К-средних.

(особенно это касается восточно-арктических морей) и нестационарность теплового поля арктического шельфа вследствие влияния реликтов субаквальных мерзлых пород. Поэтому при численном моделировании СММП обычно используются усредненные измеренные значения Q либо выполняется экстраполяция по весьма ограниченной и зачастую не вполне адекватной выборке из Международной базы данных теплового потока [Fuchs, Norden, 2021], содержащей в пределах СЛО редкие измерения. Авторы статьи использовали подход на основе районирования по возрасту тектономагматической активизации, аналогичный [Bochkarev et al., 2023] (см. рис. 2).

Математически нижнее граничное условие описывается как

$$\lambda_e \left. \frac{\partial T(z)}{\partial z} \right|_{z=z_{\max}} = Q \left[\frac{\text{МВт}}{\text{м}^2} \right], \quad (6)$$

где λ_e – коэффициент эффективной теплопроводности морских отложений; T – температура отложений; z – глубина (отсчитываемая от верхней границы донных отложений); $z_{\max} = 10\,000$ м (поддонной глубины).

Расчетная сеть. Для картирования СММП была создана сеть точек с разрешением $1/12$ градуса [Щур и др., 2021]. Каждой точке присвоены: 1) глубина моря, согласно модели батиметрии GEBCO 2020 [http://www.gebco.net/]; 2) значение теплового потока Q , согласно структурно-тектоническому районированию [Bochkarev et al., 2023]; 3) ряд палеотемператур с учетом периодов трансгрессии–регрессии моря; 4) значение солёности придонной воды. Мощности СММП для каждой точки сети получены путем линейной интерполяции расчетных значений, полученных для глубин моря 0, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100 м. Такой подход позволил выполнить пространственное двумерное картирование СММП высокого разрешения на основе данных численного моделирования, полученных путем решения комплекса одномерных нестационарных уравнений теплопроводности.

Влияние покровного оледенения на формирование СММП на шельфе. Возможность существования оледенения в Баренцевом и Карском морях широко обсуждается в научном сообществе уже не первое десятилетие. В настоящий момент принята точка зрения, что такой ледник, охватывающий обширные площади в период Последнего ледникового максимума (около 23–19 тыс. л.н.) все же имел место [Астахов, 1976; Миронюк, Иванова, 2018; Mangerud et al., 2002; Bradwell et al., 2008; Winsborrow et al., 2010; Hughes et al., 2015; Patton et al., 2017; Sejrup et al., 2022].

Наличие в прошлом ледника на шельфе Баренцева и Карского морей, особенно в прибрежных зонах Кольского полуострова [Svendsen et al.,

2004], ставит перед исследователями задачу по учету в первую очередь создаваемого им давления, а также температурного режима на его нижней границе. Оба этих фактора непосредственно влияют на формирование и эволюцию реликтовой субмаринной мерзлоты и ассоциированной с ней зоны стабильности газовых гидратов [Portnov et al., 2016]. Кроме того, важным является гипотетическое влияние покровного оледенения на гидродинамику океана и атмосферы.

Акватория Печорского моря не была покрыта ледником, согласно исследованиям [Hughes et al., 2015; Patton et al., 2017]. В районе Горла Белого моря в принципе не формировалась реликтовая субмаринная мерзлота [Холмянский, Анохин, 2017]. Евразийский ледник распространялся на восток по северной части Карского моря, не достигая Северной Земли [Sejrup et al., 2022]. В работе [Стрелецкая и др., 2015] установлено, что от 60–50 тыс. л.н. до настоящего времени направление атмосферного переноса в российской Арктике в зимний период принципиально не изменялось. Влияние ледника на формирование СММП и их эволюцию предполагается учтенным в глобальной реконструкции [de Boer et al., 2014] для Северного полушария. Таким образом, влияние термобарических условий, инициируемых палеоледником, предполагаемым в некоторых исследованиях в пределах расчетного домена для западно-арктических морей, представляется незначительным по площади (если таковое имелось). Его влияние при моделировании подводной криолитозоны в Баренцевом, Карском морях и море Лаптевых при постановке модельной задачи прямо не учитывалось, что позволило внедрить климатическую зональность в виде усложненного синтеза кривых на верхнем граничном условии. Однако в дальнейшем вклад ледника авторами был учтен опосредованно, путем введения региональной палеорекострукции уровня моря [Gavrilov et al., 2020b].

Результаты и обсуждение моделирования субмаринных многолетнемерзлых пород

Настройка модели на основе геолого-геофизических и модельных данных. Результаты расчетов подвергались проверке по натурным данным – расчетные границы распространения мерзлоты сравнивались с результатами картирования СММП по данным сейсморазведки или бурения, а также с результатами других моделей. Так, согласно сейсмоакустическому профилированию в Карском море [Рекант, Васильев, 2011], граница СММП почти достигает границы шельфа (рис. 3). Предварительный расчет показал, что модель достаточно точно описывает пространственное распределение СММП, прогнозная граница хорошо коррелирует с данными сейсмоакустических наблюдений, обладающих, однако, большой неопределенностью.

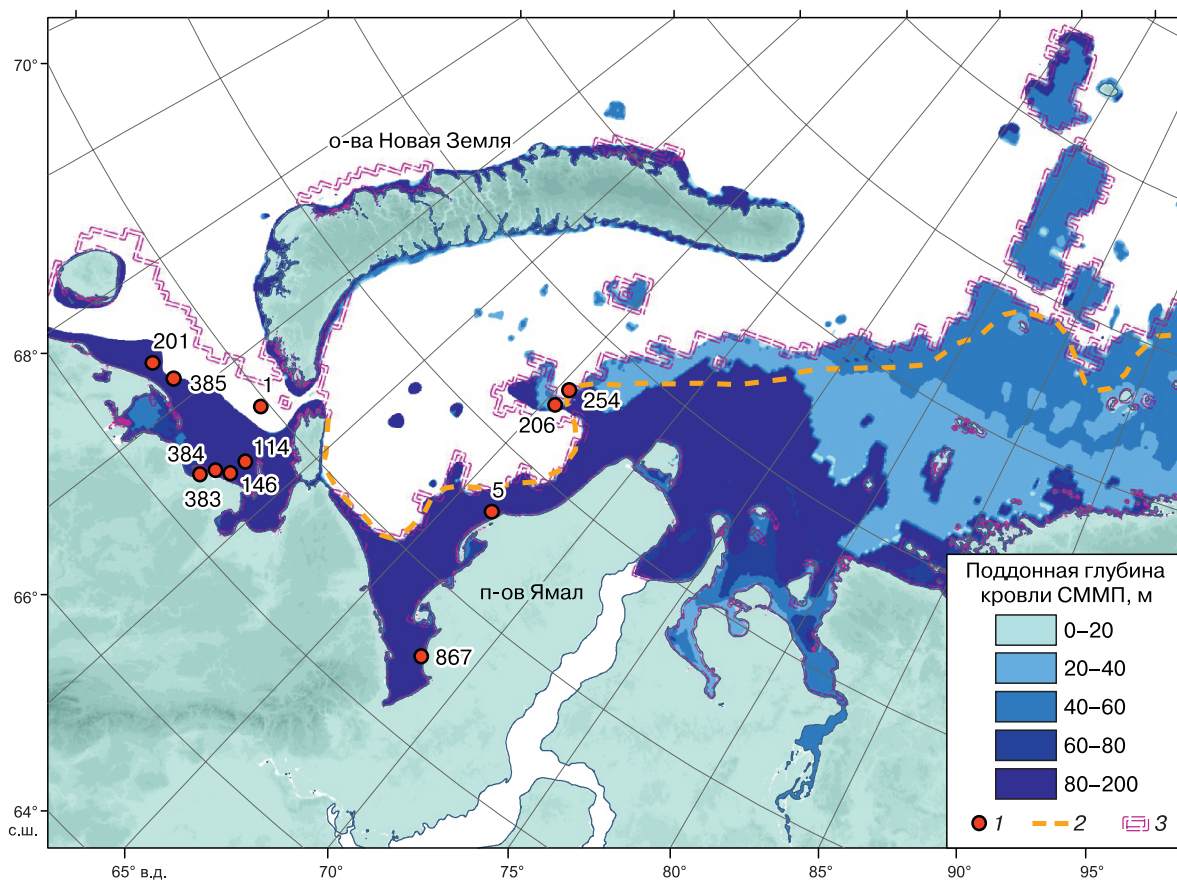


Рис. 3. Глубина кровли СММП по модельным данным в Печорском и Карском морях.

1 – положение скважин, вскрывших мерзлоту по: [Гриценко и др., 1990; Длугач и др., 1996]; 2 – граница СММП по сейсмоакустическим данным [Рекант, Васильев, 2011]; 3 – граница СММП по данным численного моделирования [Overduin et al., 2019].

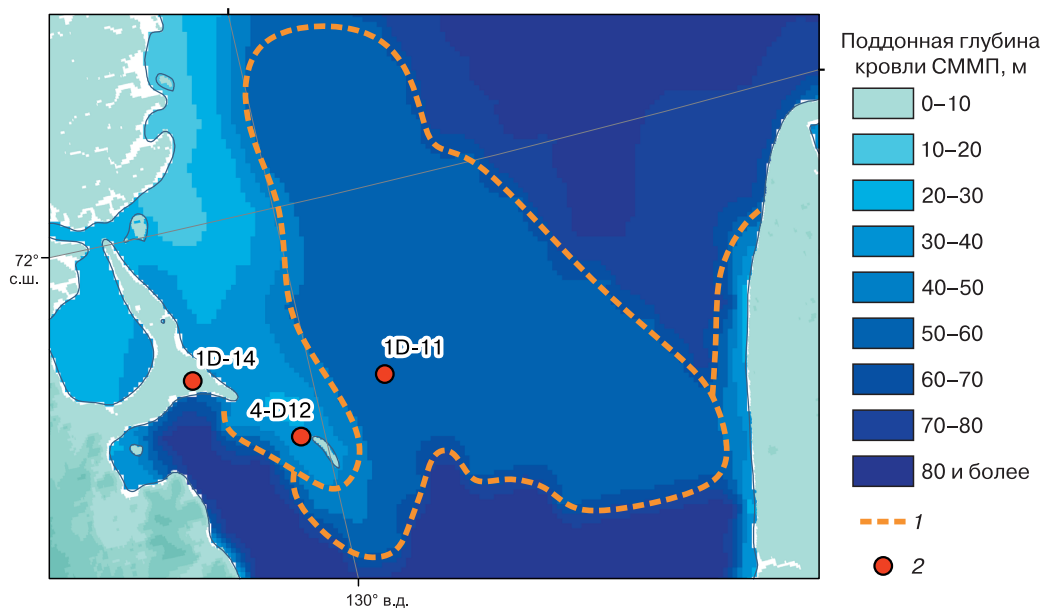


Рис. 4. Прогнозируемое по модели (расчет 3 в табл. 2) положение кровли СММП в заливе Буор-Хая.

1 – границы районирования СММП; 2 – положение скважин из [Chuvilin et al., 2021].

Сравнение результатов моделирования с данными из [Overduin et al., 2019] показывает хорошую корреляцию площади покрытия СММП на большей части евразийского шельфа СЛО, за исключением Печорского моря, что в первом приближении свидетельствует об адекватности используемой авторами модели.

Проверка результатов моделирования по положению кровли мерзлоты производилась по данным трех скважин, вскрывших кровлю СММП [Chuvilin et al., 2021], в губе Буор-Хая (море Лаптевых), где осуществлялись измерения теплофизических параметров отложений (рис. 4).

С данными из скважин (табл. 2) проведен ряд параметрических расчетов (табл. 3). Результаты по первому расчету при отсутствии районирования по T_{bot} и S_{bot} демонстрируют, что в двух из трех скважин (кроме скв. 1D-14 в Ивашкиной лагуне) ошибка прогноза составила от 10–15 м на мелководье (скв. 4-D14; глубина моря около 2 м) до 60–70 м (скв. 1D-11; глубина моря 12 м).

В расчете 2 ставилась цель смоделировать температуру в скважинах согласно имеющимся данным *in situ*. Полученные результаты показали расхождения прогноза с натурными данными в

скв. 4-D14, что, по-видимому, вызвано большим временным шагом в модели (100 лет), при котором невозможно учесть более короткопериодную изменчивость гидрологических характеристик. Например, для губы Буор-Хая характерны значительные внутригодовые колебания температуры и солености придонной воды [Semiletov et al., 2013], сказывающиеся на деятельном слое. Поэтому в данном случае можно прогнозировать только основные тренды в эволюции СММП, полагая при этом, что ниже 50 м поддонной глубины короткопериодная изменчивость естественным образом устраняется, минимизируя вклад в общую изменчивость.

Прогнозная оценка для губы Буор-Хая (см. рис. 4) была получена по расчету 3 с внедрением в верхнее граничное условие результатов районирования по T_{bot} и S_{bot} . При всех принятых допущениях результат показал хорошую сходимость с натурными данными, учитывая, что кровля СММП в скважине 1D-11 так и не была вскрыта. При такой постановке задачи распространение СММП в губе Буор-Хая характеризуется разделением на четыре зоны: зону вблизи устья р. Лены с поддонными глубинами залегания кровли СММП до 10 м;

Таблица 2. Положение кровли мерзлоты по натурным данным и рассчитанное по модели при разных конфигурациях верхних граничных условий

Номер скважины	Глубина моря, м	Глубина кровли, м				$T_f, ^\circ\text{C}$
		По результатам бурения*	Расчет 1	Расчет 2	Расчет 3	
1D-14	3.0	12	12–18	12–15	~12	–0.76
4-D12	2.5	24–26	9–15	~60	20–30	–0.75
1D-11	12.5	80–100	18–21	~80	~60	–0.82

Примечание. Расчет 1 – без районирования по T_{bot} , S_{bot} ; расчет 2 – по параметрам в скважинах из [Chuvilin et al., 2021]; расчет 3 – по данным работы [Chuvilin et al., 2021] и величинам T_{bot} , S_{bot} .

* Данные [Chuvilin et al., 2021].

Таблица 3. Сравнение параметров СММП по данным [Гриценко и др., 1990; Длугач и др., 1996] и по результатам модельных расчетов

Номер скважины	Глубина моря, м	Глубина скважины, м	СММП в скважинах			СММП по модели	
			Кровля, м	Подошва, м	Мощность, м	Кровля, м	Мощность, м
1 ^б	61	49	6	–	43.0	Нет	0
114 ^б	20	50	30.6	31.6	1.0	80	40–80
146 ^б	22.7	42.9	23.6	40.5	40.5	120–160	40–80
201 ^б	25	50	41.0	42.1	42.1	80	40–80
383 ^а	15.5	109.5	63.0	109.5	46.5	40–80	40–80
384 ^а	21	90	23.5	48.8	25.3	80–120	40–80
385 ^а	28	87.5	41.0	71.5	39.5	80	40–80
5 ^б	11	87.5	12.0	–	23.0	80–120	200–240
206 ^б	80	60	9.5	20.0	10.5	40–80	120–160
254 ^б	109	20	8.4	18.5	10.1	Нет	0
867 ^б	16	31	28.8	–	2.2	80–120	200–240

центральную с глубинами от 30 до 50 м; северо-восточную с глубинами 70 м и более (см. рис. 4).

Аналогично результаты моделирования были сопоставлены с натурными данными по СММП в проливе Дмитрия Лаптева (разрезы из [Григорьев,

2011], по: [Фартышев, 1993]) (рис. 5). В первую очередь обращает на себя внимание различие результатов расчета и данных бурения по разрезу А на отрезке южнее 73.4° с.ш., а именно: резкий градиент глубин залегания кровли СММП, отсут-

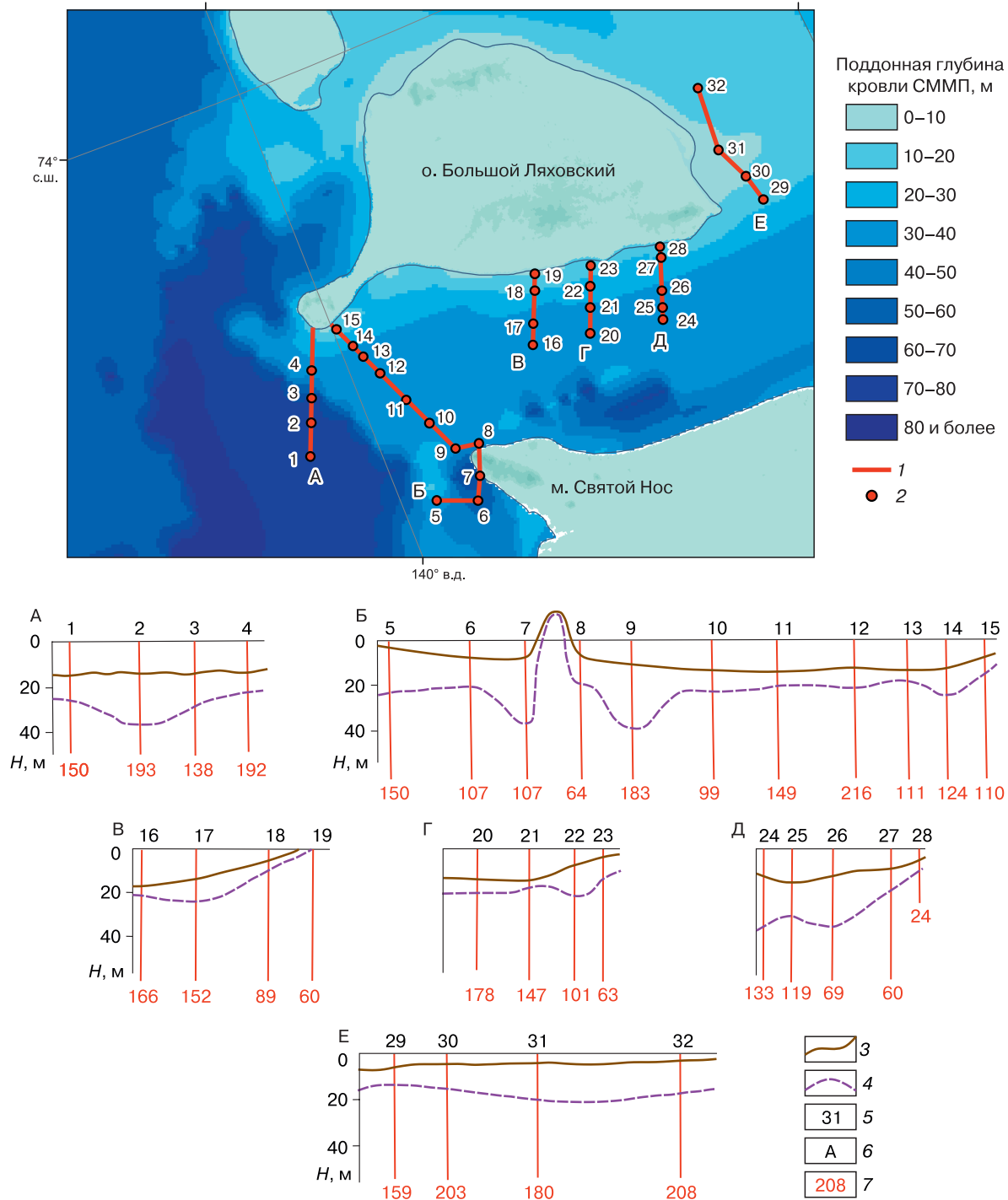


Рис. 5. Пространственное распределение кровли СММП по модельным данным:

А–Е – профиль; 1 – линия профиля; 2 – скважина; 3 – морское дно; 4 – кровля СММП, вскрытая скважиной; 5 – номер скважины; 6 – обозначение разреза; 7 – глубина скважины. Положение разрезов и скважин в проливе Дмитрия Лаптева согласно [Фартышев, 1993].

ствующий на натурных данных (см. рис. 5, профиль А). Так, по прогнозу кровля СММП в этой зоне должна находиться на глубине 70–80 м, в то время как ее реальное положение было вскрыто в интервале 10–20 м ниже уровня дна. Подобная неточность объясняется грубой кластеризацией верхнего граничного условия, согласно которому точки восточнее 139.9° оказались в кластере со средней величиной $T_{\text{bot}} = -0.75^\circ\text{C}$ при реальной температуре придонной воды -0.12°C , тогда как точки западнее 139.9° с температурами порядка -0.09°C были отнесены к классу со средней $T_{\text{bot}} = -0.1^\circ\text{C}$. Понижение температуры более чем в 7 раз приводит к смещению кровли СММП вверх до 30 м. Для наилучшей точности целесообразно отказаться от кластеризации в пользу принятия индивидуальных условий в каждом узле расчетной сетки, что потребует больших вычислительных мощностей и учета большего числа параметров.

Сравнение результатов моделирования и результатов натурных наблюдений (см. рис. 3) показало наличие отклонений прогнозных вертикальных границ СММП от реальных в Печорском и Карском морях по положению кровли (см. табл. 3), однако имеет место и близкое к наблюдаемому прогнозируемое горизонтальное залегание СММП.

Из анализа рис. 3 следует, что в 9 скважинах из 11 наличие мерзлоты совпадает с таковым по данным моделирования. Исключение составляют аномальные участки в скважинах 1 и 254. К первому случаю относятся предполагаемые диапировые структуры (так называемый объект “диапиры”), обнаруженные в Печорском море; ко второму – аномальная зона вблизи Русановского месторождения [Рокос и др., 2009]. В Байдарацкой губе кровля СММП прогнозируется на поддонных глубинах более 100 м в центральной части, хотя по результатам бурения скважины глубиной 100 м мерзлота так и не была вскрыта [Рокос и др., 2022].

Несмотря на отдельные расхождения с натурными данными, в целом модельная СММП Карского моря показывает хорошее качество пространственного распределения, подтверждающееся малыми мощностями подводной мерзлоты, находящимися, согласно расчетам авторов, в одном временном шаге от полной деградации. Различие в положении смоделированного и наблюдаемого положения кровли мерзлоты объясняется отсутствием учета короткопериодных (<100 лет) гидрологических процессов, “общим” характером принятых палеокривых, стохастическими процессами при криолитогенезе, не поддающимися учету. Очевидно, что карты прогнозируемого положения кровли СММП чрезвычайно редки в литературе по причине сложности описания и учета условий на верхней границе.

Влияние граничных условий. Оценим вклад геотемператур и граничных условий в результаты моделирования. В частности определим, на какой глубине влияние теплового потока начинает преобладать над влиянием верхнего граничного условия. Рассмотрим временной ход температур у нижней границы на глубине 9999 м, где температура в начальный момент времени составляет 516 К по результатам моделирования СММП в губе Буор-Хая с условиями: $T_a = -11^\circ\text{C}$, $T_{\text{bot}} = -0.5^\circ\text{C}$, $S_{\text{bot}} = 10.3\text{‰}$, $Q = 59.8\text{ мВт/м}^2$.

Изменчивость у нижней границы, целиком зависящая от источника – теплового потока, может быть описана как линейный тренд плюс одно циклическое колебание с периодом, равным длине ряда в 440 тыс. лет, назовем ее G_{440} ; гармонику с периодом в половину длины ряда назовем G_{220} . При этом сильный положительный линейный тренд описывает 96 % изменчивости, а сумма колебаний G_{440} и G_{220} , отвечающая менее чем за 4 %, скорее показывает скорость изменения температуры на глубине. Поэтому далее полагаем, что влияние нижнего граничного условия, вклад теплового потока в общую изменчивость температуры на глубине, будет описываться G_{440} , G_{220} и линейным трендом (рис. 6).

Анализ рис. 6 показывает, что кривая тренда делит профиль на две части: 1) до 500 м тренд определяется верхним граничным условием – колебаниями T_a и T_{bot} , его влияние постепенно затухает, и к глубине 500 м доля трендового компонента становится близка к нулю (0.08 % от общей из-

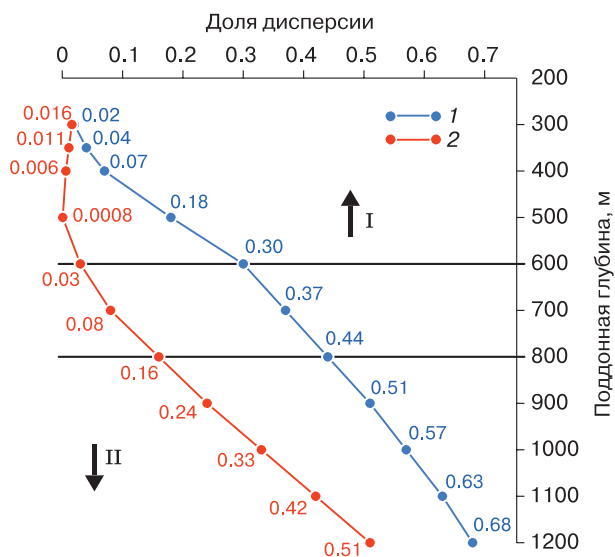


Рис. 6. Влияние гармоник 440 тыс. лет (1) и линейного тренда (2) на изменчивость профиля температуры для залива Буор-Хая (скважина 1D-14 на рис. 4).

I – преобладает влияние T ($^\circ\text{C}$) на верхней границе; II – преобладает влияние Q (мВт/м^2).

менчивости температуры); 2) ниже 500 м доля тренда снова начинает расти, но уже за счет теплового потока Q , к глубине 1200 м вклад линейного тренда достигает 51 % от общей изменчивости температуры.

В свою очередь, гармоника G_{440} также позволяет разделить профиль на отрезок от 0 до 900 м, где данная гармоника описывает менее половины от общего вклада всех гармоник в изменчивость, и отрезок ниже 900 м, где она становится доминирующей над остальными.

Учитывая также вклад гармонического колебания с периодом половины временного масштаба (220 тыс. лет), составляющий 10 % от общей изменчивости, нетрудно заключить, что на глубине 750–800 м вклад рассматриваемых долгопериодных гармоник и тренда за счет теплового потока Q начинает превалировать и составляет более 50 % от общей изменчивости. Соответственно, для губы Буор-Хая с поддонной глубины ниже 750–800 м температура определяется в большей степени тепловым потоком и в меньшей – процессами на верхней границе. Изменчивость за счет более коротких колебаний (<41 тыс. лет) составляет менее 7 %, что означает фактическое отсутствие влияния процессов с периодами менее 100 лет. Данный факт объясняет существование под СММП в настоящее время таких явлений, как зона стабильности газовых гидратов в бассейне Бофорта–Маккензи, локализованная в интервале поддонных глубин 897–1110 м [Carcione, Gei, 2004]. Поскольку газовые гидраты требуют поддержания стабильных равновесных условий, это косвенно подтверждает качество предлагаемой модели, если принимать море Лаптевых аналогом моря Бофорта [Скворцов и др., 2020] в целом, а прибрежную зону губы Буор-Хая считать близкой по условиям к дельте р. Маккензи в частности.

Необходимо отметить, что результат моделирования с изменением региональной температуры на верхней границе с -11 до -13 °C лишь меняет местами гармоники G_{220} и G_{440} , практически не отражаясь на характере влияющих процессов. Уменьшение значения Q с 59.8 до 54.6 мВт/м² никак не сказывается на характере процессов – степень влияния нижней и верхней границ не меняется.

Результаты предварительного расчета для трех различных моментов времени в эпоху позднего неоплейстоцена–голоцена представлены на рис. 7. Временная изменчивость распространения СММП в позднем неоплейстоцене–голоцене жестко привязана к батиметрии. При этом характерно сохранение массива СММП до изобаты 40 м к концу МИС 5а, т. е. по модельным данным, образовавшаяся в результате предпоследней ледниковой эпохи мерзлая зона могла сохраняться до наших дней.

Следующим этапом работы стал учет региональных палеобстановок в Западной Арктике, поскольку имевшие место в прошлом гляциоэвстатические изменения уровня вследствие формирования и разрушения евразийского ледникового щита вносили определяющий вклад в колебания уровня Баренцева и Карского морей.

Реконструкция уровня моря в неоплейстоцене–голоцене представляется задачей отдельной работы. Фактически, опубликована всего одна релевантная палеорекострукция колебаний уровня моря в Западной Арктике, а именно – в Карском море [Gavrilov et al., 2020b]. Авторы оцифровали и имплементировали кривые из работы [Gavrilov et al., 2020b] в собственную модель. Результаты расчета в Западной Арктике для трех различных этапов последних 7 тыс. лет представлены на рис. 8 для сравнения с результатами расчета по исходной глобальной реконструкции [de Boer et al., 2014].

В первую очередь отметим тот факт, что к настоящему времени в Печорском море и на юго-западе Карского моря реликтовая мерзлота фактически отсутствует. Сохраниться она могла лишь в виде отдельных аномальных островных участков.

Прогнозное картирование СММП. Выполненное численное моделирование по данной методике позволило создать синтезированную карту распространения СММП в настоящий момент времени, представляющую собой совмещенные результаты расчетов по палеорекострукциям для Баренцева и Карского морей [Gavrilov et al., 2020b] и для Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского морей [de Boer et al., 2014] (рис. 9).

Для современности, согласно полученным результатам, более мощные СММП сконцентрированы в северо-западной части Карского моря. Акватория близ о. Северная Земля характеризуется островной СММП с большими мощностями, достигающими 200 м. Северное побережье п-ова Таймыр также характеризуется значительными мощностями СММП (до 250 м). Юго-западную часть Карского моря и Печорское море, напротив, отличают сравнительно малые мощности СММП, что обусловлено влиянием поступающих теплых вод из Баренцева моря и Северной Атлантики. В Печорском море реликтовые СММП не прогнозируются, однако в реальности реликтовые мерзлые толщи могут сохраняться в редкоостровном виде в прибрежной зоне. В Восточной Арктике прогнозируется более обширное распространение СММП. Наибольшие их мощности приурочены к Новосибирским и Ляховским островам, а также к очаговой локализации в центральной части Восточно-Сибирского моря, где они достигают 700 м. Вместе с тем в центральной части моря Лаптевых существующая конфигурация верхних и нижних граничных условий создает высокий градиент

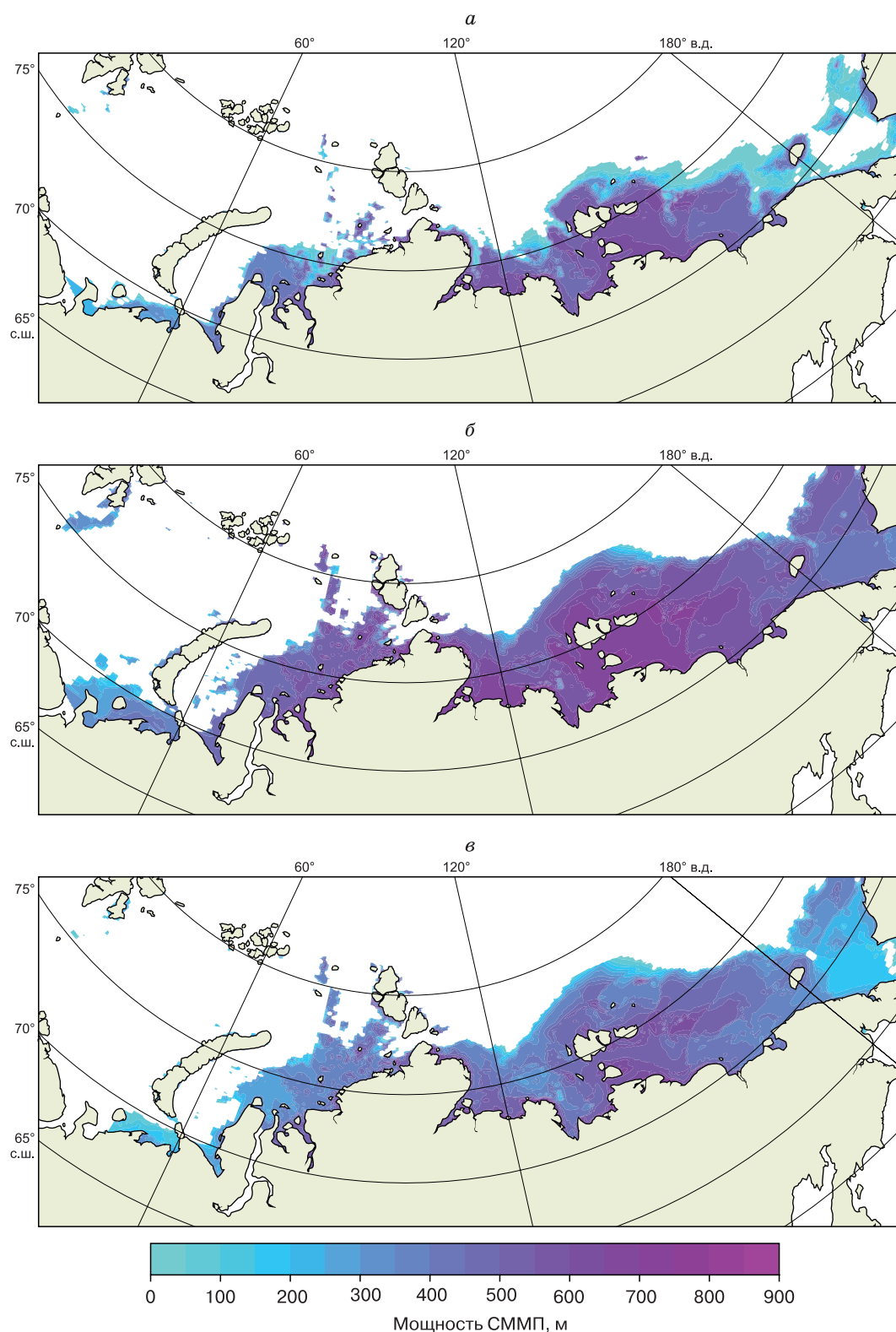


Рис. 7. Эволюция СММП на евразийском шельфе Арктики в позднем неоплейстоцене–голоцене по данным численного моделирования.

a – 73 тыс. л.н.; *б* – 20 тыс. л.н.; *в* – 1 тыс. л.н.

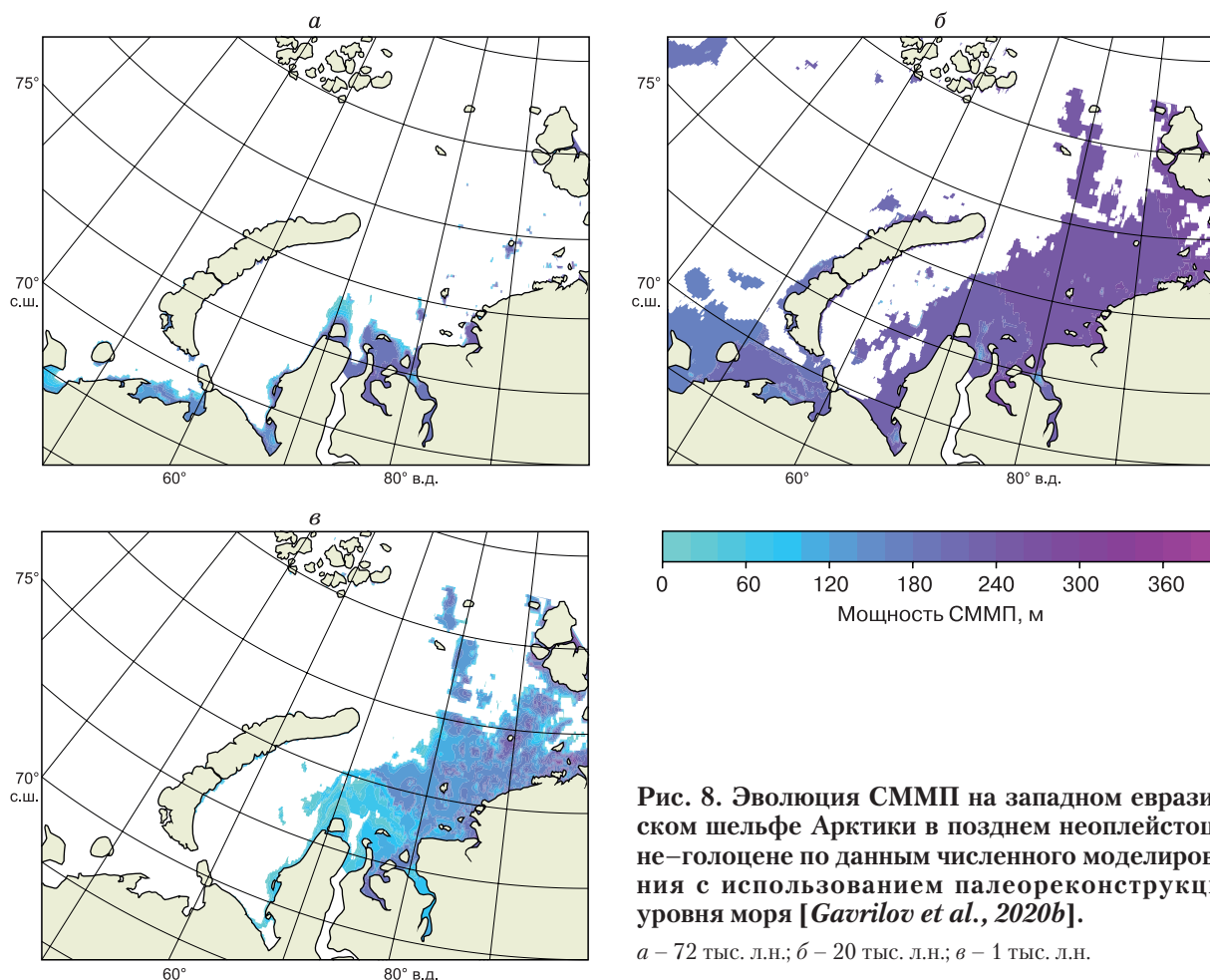


Рис. 8. Эволюция СММП на западном евразийском шельфе Арктики в позднем неоплейстоцене–голоцене по данным численного моделирования с использованием палеорекострукции уровня моря [Gavrilov et al., 2020b].
а – 72 тыс. л.н.; б – 20 тыс. л.н.; в – 1 тыс. л.н.

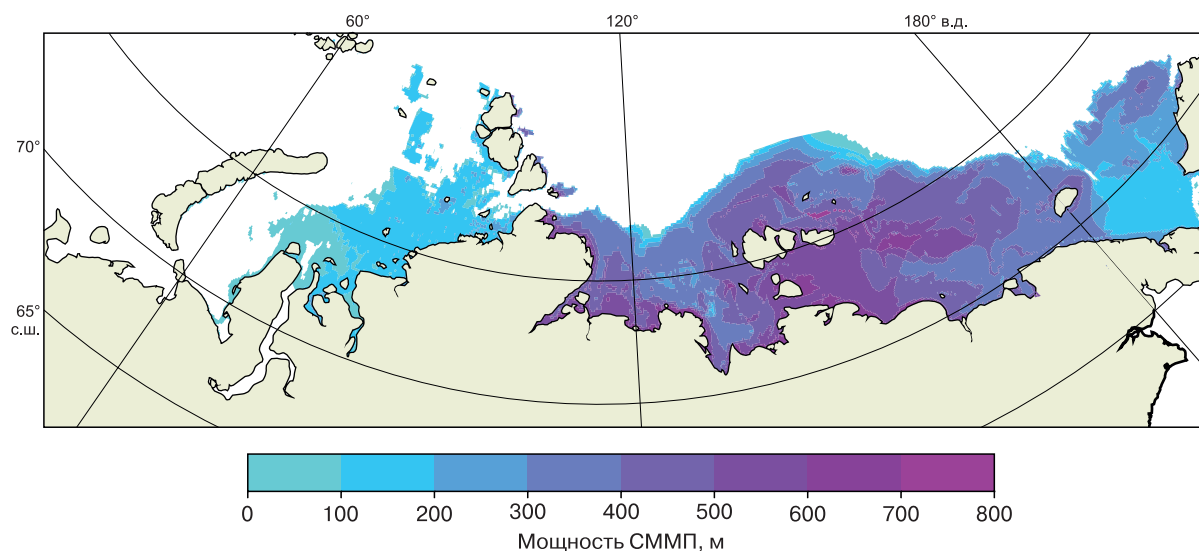


Рис. 9. Синтезированное распределение мощности модельных реликтовых СММП на евразийском шельфе Арктики по палеорекострукциям для западных [Gavrilov et al., 2020b] и восточных морей [de Boer et al., 2014].

мощности СММП для дельты р. Лены, вблизи которой прогнозируются мощная (до 700 м) толща мерзлых отложений. Сравнение результатов моделирования с данными предшественников [Романовский и др., 1997; Kholodov et al., 2001; Hubberten, Romanovsky, 2003; Malakhova, 2020] показывает, что модель дает близкие по мощности оценки с представленными в других работах – приблизительно 300–400 м для центральной части моря Лаптевых. Как рассмотрено ранее, мерзлота, обнаруженная в юго-западной части Карского моря прямыми методами, имеет высокую дисперсию по положению кровли, на многих участках подошва мерзлоты вовсе не была вскрыта, что делает результаты нашей модели удовлетворительными. При этом на рис. 9 для Карского моря характерен четкий переход между мощными СММП северо-востока и маломощными СММП юго-запада, как и в работе [Gavrilov et al., 2020b].

Отдельного упоминания требуют СММП Чукотского моря, поскольку наличие подводной мерзлоты здесь – предмет дискуссии. Так, согласно модельным данным, в центральной части Чукотского моря прогнозируется слабое развитие СММП до 100–200 м. Берингов пролив и юго-западный (американский) сектор Чукотского моря полностью или частично свободны от мерзлоты.

Сравнение данных моделирования с результатами натурных наблюдений показало, что зоны с прогнозируемой мощностью мерзлоты 0–200 м в реальности характеризуются СММП островного типа с малыми мощностями порядка десятков метров. В областях Восточной Арктики, где прогнозируется мерзлая толща мощностью до 100 м,

в настоящее время с большой долей вероятности СММП не сохранились либо характеризуются незначительными мощностями (до 20 м), учитывая чувствительность модели. За пределами расчетной области СММП могут образовываться в так называемых аномальных зонах, подобных Русановскому месторождению и диапировым структурам в Карском и Печорском морях [Рокос и др., 2009].

Данные по моделированию мощности СММП необходимо рассматривать вместе с результатами картирования глубины залегания кровли (рис. 10). Значительная глубина залегания кровли и малая мощность СММП говорят о том, что при используемом сценарии данные участки шельфа наиболее зависимы от влияния граничных условий и чувствительны к параметрам модели. К таким участкам относятся большая часть Чукотского моря и юго-запад Карского моря. Причем с высокой долей вероятности можно констатировать, что СММП в этих регионах носят редкоостровной характер или отсутствуют в принципе.

Регионы севера морей Лаптевых и Восточно-Сибирского вследствие низких температур придонной воды находятся в условно “стабильной” зоне. Основными факторами, влияющими на их пространственно-временную изменчивость, являются эвстатические колебания уровня моря и колебания приземной температуры на верхней границе в период регрессии. Как было показано в работе [Богоявленский и др., 2023], правильно подобранный температурный сценарий может приблизить результаты расчета авторов к результатам экспедиционных исследований. Но выбор такого сценария требует подробного обоснования.

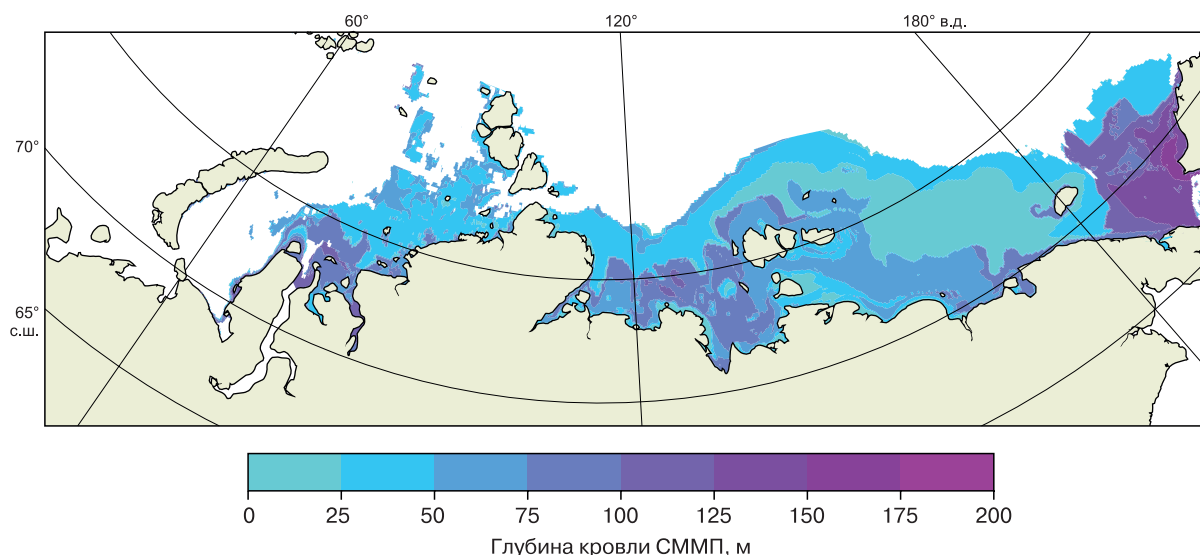


Рис. 10. Синтезированное распределение глубины залегания кровли модельных реликтовых СММП на евразийском шельфе Арктики по палеореконструкциям для западных [Gavrilov et al., 2020b] и восточных морей [de Boer et al., 2014].

Стоит отметить два глобальных процесса, не учтенных в настоящей работе. А именно, влияние возможного ледникового щита в Западной Арктике, предположительно существовавшего в эпоху последнего оледенения позднего неоплейстоцена. Влиянием евразийского ледника было решено пренебречь, поскольку, если такой ледник и существовал, он мог занимать ограниченное пространство в глубоководной части Карского и Печорского морей [Petrini et al., 2020]. Однако при анализе полученной прогнозной карты его стоит рассматривать как возможную причину меньших в реальности масштабов распространения СММП в прибрежной зоне архипелага Новая Земля и в северо-западной части Карского моря.

Вторым неучтенным процессом является интенсификация северо-атлантического затoka в Баренцево море во время среднего голоцена – так называемого Атлантического оптимума, когда температуры придонного слоя воды T_{bot} в Баренцевом и Печорском морях были в среднем на несколько градусов выше современных [Погодина и др., 2009; Beierlein et al., 2015]. Данный фактор мог повлиять и на Чукотское море, где в среднем голоцене имели место схожие процессы интенсификации беринговоморского затoka в СЛО [Yamamoto et al., 2017]. Такие условия делают сохранение СММП маловероятным на большей части Чукотского моря, в перспективе дополнительно сокращая площади мерзлоты и в Печорском море.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные результаты свидетельствуют о широком распространении СММП на евразийском шельфе СЛО (см. рис. 9), прогнозируемом по представленной модели. Основным достоинством модели является высокая детализация выполненного прогноза, скорректированного по натурным данным. Положение кровли СММП по сейсмоакустическим и буровым материалам, имеющиеся сведения о границах мерзлоты, сопоставление с результатами аналогичных расчетов позволяют сделать вывод о достаточно высоком качестве прогноза распространения СММП по площади. Выполненный гармонический анализ для различных глубин подтверждает корректный характер описания поля температур верхнего осадочного слоя.

В открытых источниках фактически отсутствует материал по прогнозируемому положению кровли мерзлоты, поэтому можно утверждать, что подобные данные публикуются впервые. По ним можно сделать вывод об общем качестве модельных прогнозов и проблемах, требующих отдельного рассмотрения. Важно учесть, что в работе рассмотрены исключительно границы фазовых переходов по температуре замерзания морской воды и

не рассматривается льдосодержание и процессы солепереноса в морских отложениях.

Кластеризации массивов температуры, солености придонной воды, а также температуры приземного слоя воздуха позволили получить более полное представление о широтно-меридиональном распространении СММП на шельфе с учетом основных глобальных климатических процессов в океане и атмосфере. В первом приближении кластеризация позволяет описать влияние на СММП Северного Ледовитого океана следующих внешних источников: среднемноголетнего положения водных масс и водообмена смежных океанических бассейнов, а также региональных среднемноголетних температур воздуха. Районирование по солености уточняет описание фазовых переходов морской воды, тем самым дополняя верхнее граничное условие.

Наличие резких градиентов в верхнем граничном условии вследствие кластеризации температур и солености, а также отсутствие учета короткопериодных процессов на верхней границе с периодами менее 100 лет, отвечающих за положение кровли СММП, – наиболее вероятные причины неполного соответствия модели данным наблюдений (хотя и весьма ограниченным). Таким образом, задача прогнозирования СММП требует применения наиболее современных подходов и аппаратных средств для лучшей детализации, ухода от кластеризации в сторону расчета для каждого узла сетки. Ряды температур, в идеале, также должны быть расширены, их дискретность, шаг по времени – уменьшены.

Полученные результаты положены в основу прогноза распространения ЗСГГ для количественной оценки ресурсов метана в криогенных газовых гидратах на шельфе российской части СЛО.

Литература

- Арз Ф.Э. Термоабразия морских берегов. М., Наука, 1980, 158 с.
- Астахов В.И. Геологические доказательства центра плейстоценового оледенения на Карском шельфе // Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 5, с. 1178–1181.
- Богоявленский В.И., Кишанков А.В., Казанин А.Г. Распространение субаквальной мерзлоты в море Лаптевых по данным сейсморазведки методом преломленных волн // Арктика: экология и экономика, 2023, т. 13, № 4, с. 501–515.
- Галушкин Ю.И., Ситар К.А., Фролов С.В. Формирование и деградация криогенных толщ на Уренгойской и Куомбинской площадях Сибири. Ч. 2. Влияние теплофизических параметров мерзлых пород на распределение температуры и теплового потока в осадочной толще с глубиной // Криосфера Земли, 2012, т. XVI, № 2, с. 23–29.
- Гольмшток А.Я. К вопросу о роли разломообразования в формировании придонных залежей ГГ // Вопр. геофизики (Учен. зап. СПбГУ), 2008, вып. 41, с. 80–111.
- Григорьев М.Н. Подводная мерзлота восточно-арктических морей: распространение, эволюция, перспективы изуче-

ния // Материалы семинара “Подводная вечная мерзлота и связанные с ней процессы в Российской Арктике”. СПб., ВНИИОкеангеология, 2011, 10 с.

Григорьев Н.Ф. Многолетнемерзлые породы приморской зоны Якутии. М., Наука, 1966, 180 с.

Гриценко И.И., Костюхин А.И., Паялов В.А. и др. Оперативный анализ и обобщение материалов морских инженерно-геологических работ по шельфу Баренцева и Карского морей (по сост. на 1/Х-85 г.): Отчет о результатах работ по объекту № 62. Мурманск, АМИГЭ НПО “Союзморинжегеология”, 1990, 376 с.

Длугач А.Г., Антоненко С.В., Потапкин Ю.В. и др. Изучение основных закономерностей пространственного распространения и строения криолитозоны Баренцево-Карского шельфа в связи с поиском и освоением нефтегазовых месторождений (в одной книге). Мурманск, ГП АМИГЭ М-ва топлива и энергетики РФ, 1996, 82 с.

Жигарев Л.А. Закономерности развития криолитозоны арктического бассейна // Криолитозона арктического шельфа. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1981, с. 4–17.

Козлов С.А. Формирование инженерно-геологических условий Баренцево-Карского шельфа: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. СПб., 2006, 48 с.

Малахова В.В., Елисеев А.В. Влияние диффузии солей на состояние и распространение многолетнемерзлых пород и зоны стабильности метан-гидратов шельфа моря Лаптевых // Лед и снег, 2020, т. 60, № 4, с. 533–546.

Миронюк С.Г., Иванова А.А. Микро- и мезорельеф гляциального шельфа Баренцева и Карского морей в свете новых данных // Бюл. Комиссии по изучению четвертич. периода, 2018, № 76, с. 41–58.

Молочушкин Е.Н. Некоторые данные о солёности и температурном режиме воды в прибрежной зоне моря Лаптевых // Вопр. географии Якутии, 1969, вып. 5, с. 110–120.

Молочушкин Е.Н. Тепловой режим горных пород в юго-восточной части моря Лаптевых: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1970, 20 с.

Молочушкин Е.Н., Гаврильев Р.И. Строение, фазовый состав и термический режим горных пород, слагающих дно прибрежной зоны моря Лаптевых // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., Гидрометеиздат, 1970, с. 503–509.

Неизвестнов Я.В., Супруненко О.И., Боровик О.В. и др. Мерзлотно-геотермические проблемы освоения нефтегазовых ресурсов российской Арктики // Пробл. Арктики и Антарктики, 2009, № 2 (82), с. 50–59.

Погодина И.А. Особенности пространственного распределения и развития сообществ фораминифер при глобальных климатических перестройках // Вестн. Южного науч. центра РАН, 2009, т. 5, № 2, с. 64–72.

Разумов С.О., Спектор В.Б., Григорьев М.Н. Модель позднеледниковой эволюции криолитозоны шельфа западной части моря Лаптевых // Океанология, 2014, т. 54, № 5, с. 679–693.

Рекант П.В., Васильев А.А. Распространение субаквальных многолетнемерзлых пород на шельфе Карского моря // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 4, с. 69–72.

Рекант П.В., Гусев Е.А., Тумской В.Е. и др. Распространение и особенности залегания субаквальной криолитозоны в районе банок Семеновская и Васильевская (море Лаптевых) по данным сейсмоакустического профилирования // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. М., Изд-во Моск. ун-та, 2009, с. 332–348.

Рокос С.И., Длугач А.Г., Локтев А.С. и др. Многолетнемерзлые породы шельфа Печорского и Карского морей: генезис, состав, условия распространения и залегания // Инж. изыскания, 2009, № 10, с. 38–41.

Рокос С.И., Костин Д.А., Тулапин А.В. и др. Мерзлые и охлажденные грунты акватории Байдарацкой губы // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России, 2022, вып. 8, с. 44–51.

Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Холодов А.Л. и др. Реконструкция палеогеографических условий шельфа моря Лаптевых для позднеледникового-голоценового гляциоэв- статического цикла // Криосфера Земли, 1997, т. I, № 2, с. 42–49.

Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Тумской В.Е., Холодов А.Л. Криолитозона восточно-сибирского арктического шельфа // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 2003, № 4, с. 51–56.

Скворцов М.Б., Дзюбло А.Д., Грушевская О.В. и др. Качественная и количественная оценка перспектив нефтегазоносности шельфа моря Лаптевых // Геология нефти и газа, 2020, № 1, с. 5–19.

Смирнов Ю.Ю., Семенова А.А., Щур Н.А., Матвеева Т.В. Прогноз распространения ассоциированных с реликтовой мерзлотой газовых гидратов на шельфе моря Лаптевых // Тр. IX Междунар. науч.-практ. конф. “Морские исследования и образование (MARESEDU-2020)” (Москва, 26–30 окт. 2020 г.). М., ПолиПРЕСС, 2020, с. 70–74.

Смирнов Ю.Ю., Щур А.А., Матвеева Т.В. и др. Моделирование зоны стабильности криогенных газовых гидратов на Арктическом шельфе России: проблемы и решения // Тр. X Междунар. науч.-практ. конф. “Морские исследования и образование (MARESEDU-2021)”. Тверь, ПолиПРЕСС, 2021, с. 91–95.

Соловьев В.А. Прогноз распространения реликтовой субаквальной мерзлой зоны (на примере восточно-арктических морей) // Криолитозона арктического шельфа. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1981, с. 28–38.

Соловьев В.А. Криогеоотермия и гидраты природного газа в недрах Северного Ледовитого океана / В.А. Соловьев, Г.Д. Гинсбург, Е.В. Телепнев, Ю.Н. Михалюк. Л., ПГО “Севморгеология”, 1987, 150 с.

Соловьев В.А., Гинсбург Г.Д. Арктические моря России. Условия газогидратоносности и потенциально гидратоносные акватории // Геология и полезные ископаемые шельфов России: Атлас / Под ред. М.Н. Алексеева. М., Науч. мир, 2004, с. 1–32.

Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Токарев И.В. Реконструкция палеоклимата российской Арктики в позднем неоплейстоцене-голоцене на основе данных по изотопному составу полигонально-жильных льдов // Криосфера Земли, 2015, т. XIX, № 2, с. 98–106.

Типенко Г.С., Романовский Н.Н., Холодов А.Л. Моделирование динамики субмаринной криолитозоны и зоны стабильности газовых гидратов: математическое решение, численная реализация и результаты тестовых расчетов // Криосфера Земли, 1999, т. III, № 3, с. 71–78.

Типенко Г.С., Серегина Н.В., Романовский Н.Н. Математическое моделирование взаимодействия мерзлой толщи и залежей гидратов природного газа // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1990, № 4, с. 73–84.

Фартышев А.И. О динамике криолитозоны побережий пролива Санникова // Геокриологические и гидрогеологические исследования Якутии. Новосибирск, Наука, 1978, с. 25–37.

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

- Холмянский М.А., Анохин В.М.** Связь типов криолитозоны Западно-Арктического шельфа с его геологическими особенностями // Пробл. Арктики и Антарктики, 2017, № 112, с. 85–95.
- Шарбатян А.А.** Экстремальные оценки в геотермии и геокриологии. М., Наука, 1974, 122 с.
- Щур А.А., Матвеева Т.В., Бочкарев А.В.** Использование ГИС-технологий при картировании потенциально газогидратоносных акваторий // Геология нефти и газа, 2021, № 3, с. 85–94.
- Angelopoulos M., Overduin P.P., Miesner F. et al.** Recent advances in the study of Arctic submarine permafrost // Permafrost. Periglac. Process., 2020, vol. 31, p. 1–12.
- Angelopoulos M., Westermann S., Overduin P. P. et al.** Heat and salt flow in subsea permafrost modeled with CryoGRID2 // J. Geophys. Res., Earth Surface, 2019, vol. 124, p. 920–937.
- Athy L.F.** Density, porosity and compaction of sedimentary rocks // AAPG Bull., 1930, vol. 14, p. 1–24.
- Beierlein L., Salvigsen O., Schöne B.R. et al.** The seasonal water temperature cycle in the Arctic Dicksonfjord (Svalbard) during the Holocene Climate Optimum derived from subfossil *Arctica islandica* shells // Holocene, 2015, vol. 25, p. 1197–1207.
- Berends C., De Boer B., Wal R.S.W.** Reconstructing the evolution of ice sheets, sea level, and atmospheric CO₂ during the past 3.6 million years // Clim. Past, 2021, vol. 17, p. 361–377.
- Bochkarev A.V., Smirnov Y.Y., Matveeva T.V.** Heat flow at the Eurasian margin: A case study for estimation of gas hydrate stability // Geotecton, 2023, vol. 57 (Suppl 1), p. S136–S152.
- Bradwell T., Stoker M.S., Golledge N.R. et al.** The northern sector of the last British Ice Sheet: maximum extent and demise // Earth-Sci. Rev., 2008, vol. 88, p. 207–226.
- Carcione J., Gei D.** Gas-hydrate concentration estimated from P- and S-wave velocities at the Mallik 2L-38 research well, Mackenzie Delta, Canada // J. Appl. Geophys., 2004, vol. 56, iss. 1, p. 73–78.
- Chuvilin E., Bukhanov B., Grebenkin S. et al.** Thermal properties of sediments in the East Siberian Arctic Seas: A case study in the Buor-Khaya Bay // Mar. Petrol. Geol., 2021, vol. 123, p. 104672.
- de Boer B., Lourens L., van de Wal R.S.W.** Persistent 400,000-year variability of Antarctic ice volume and the carbon cycle is revealed throughout the Plio–Pleistocene // Nat. Commun., 2014, No. 5, p. 2999.
- Fuchs S., Norden B.** The global heat flow Database: Release 2021 // GFZ Data Services. Int. Heat Flow Commission, 2021. – <https://doi.org/10.5880/fidgeo.2021.014>
- Gavrilov A., Malakhova V., Pizhankova E., Popova A.** Permafrost and gas hydrate stability zone of the glacial part of the East-Siberian Shelf // Geosciences, 2020a, No. 12, p. 484.
- Gavrilov A., Pavlov V., Fridenberg A. et al.** The current state and 125 kyr history of permafrost on the Kara Sea shelf: modeling constraints // Cryosphere, 2020b, No. 6, p. 1857–1873.
- Golubeva E., Platov G., Malakhova V. et al.** Modelling the long-term and inter-annual variability in the Laptev Sea hydrography and Subsea permafrost state // Polarforschung, Bremerhaven, Alfred Wegener Inst. Polar and Marine Res., 2018, vol. 87 (2), p. 195–210.
- Grevenmeyer I., Villinger H.** Gas hydrate stability and the assessment of heat flow through continental margins // Int. J. Geophys., 2001, vol. 145, p. 647–660.
- Hersbach H., Bell B., Berrisford P. et al.** The ERA5 global reanalysis // Q. J. R. Meteorol. Soc., 2020, No. 146, p. 1999–2049.
- Hubberten H.-W., Romanovsky N.N.** The main features of permafrost in the Laptev Sea region, Russia – a review // Proc. of the 8th Int. Conf. on Permafrost (Zurich, Switzerland, 21–25 July 2003). Lisse, 2003, vol. 1, p. 431–436.
- Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S. et al.** The last Eurasian ice sheets – achronological database and time-slice reconstruction, DATED-1 // Boreas, 2015, vol. 45 (1), p. 1–45.
- Hunt J.M.** Petroleum geochemistry and geology. San Francisco, USA, Freeman & Co, 1979, 743 p.
- Kholodov A., Romanovskii N., Gavrilov A. et al.** Modeling of the Offshore Permafrost Thickness on the Laptev Sea Shelf // Polarforschung, 2001, vol. 69 (6), p. 221–227.
- Lellouche J.-M., Greiner E., Romain B.-D. et al.** The copernicus global 1/12° oceanic and sea ice GLORYS12 reanalysis // Front. Earth Sci., 2021, No. 9, p. 698876.
- Majorowicz J., Osadetz K., Safanda J.** Methane gas hydrate stability models on continental shelves in response to glacio-eustatic sea level variations: examples from Canadian Oceanic Margins // Energies, 2013, vol. 6, p. 5775–5806.
- Majorowicz J., Safanda J., Osadetz K.** Inferred gas hydrate and permafrost stability history models linked to climate change in the Beaufort–Mackenzie Basin, Arctic Canada // Clim. Past, 2012, vol. 8, p. 667–682.
- Malakhova V.** Estimation of the subsea permafrost thickness in the Arctic Shelf // Proc. of the SPIE – The Int. Society for Optical Eng. (Tomsk, 02–05 July 2018). Tomsk, 2018, vol. 10833, p. 108337T.
- Malakhova V.** The response of the Arctic Ocean gas hydrate associated with subsea permafrost to natural and anthropogenic climate changes // IOP Conf. Ser.: Earth and Environ. Sci., 2020, vol. 606, 012035. DOI: 10.1088/1755-1315/606/1/012035.
- Mangerud J., Astakhov V., Svendsen J.-I.** The extent of the Barents–Kara ice sheet during the Last Glacial Maximum // Quat. Sci. Rev., 2002, vol. 21, p. 111–119.
- Matveeva T.V., Kaminsky V.D., Semenova A.A., Shchur N.A.** Factors affecting the formation and evolution of permafrost and stability zone of gas hydrates: case study of the Laptev Sea // Geosciences, 2020, vol. 10 (12), p. 504.
- Overduin P.P., Schneider von Deimling T., Miesner F. et al.** Submarine permafrost map in the Arctic modeled using 1-D transient heat flux (SuPerMAP) // J. Geophys. Res.: Oceans, 2019, vol. 124, p. 3490–3507.
- Patton H., Hubbard A., Andreassen K. et al.** Deglaciation of the Eurasian ice sheet complex // Quat. Sci. Rev., 2017, vol. 169, p. 148–172.
- Petrini M., Colleoni F., Kirchner N. et al.** Simulated last deglaciation of the Barents Sea Ice Sheet primarily driven by oceanic conditions // Quat. Sci. Rev., 2020, vol. 238, p. 1–74.
- Portnov A., Vadakkepuliambatta S., Mienert B., Hubbard A.** Ice-sheet-driven methane storage and release in the Arctic // Nat. Commun., 2016, vol. 7, p. 1–7.
- Sclater J., Christie P.** Continental stretching: an explanation of the Post–Mid-Cretaceous subsidence of the Central North Sea Basin // J. Geophys. Res. Solid Earth, 1980, vol. 85, p. 3711–3739.
- Sejrup H.P., Hjelstuen B.O., Patton H. et al.** The role of ocean and atmospheric dynamics in the marine-based collapse of the last Eurasian Ice Sheet // Commun. Earth Environ., 2022, vol. 3 (119).
- Semiletov I., Shakhova N., Pipko I. et al.** Space-time dynamics of carbon stocks and environmental parameters related to carbon dioxide emissions in the Buor-Khaya Bay of the Laptev Sea // Biogeosci. Discuss., 2013, vol. 10, p. 2159–2204.

Sultan N., Foucher J.P., Cochonat P. et al. Dynamics of gas hydrate: case of the Congo continental slope // *Mar. Geol.*, 2004, vol. 206, p. 1–18.

Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quat. Sci. Rev.*, 2004, vol. 23, p. 1229–1271.

Tinivella U., Giustiniani M., Marín-Moreñ H. A quick-look method for initial evaluation of gas hydrate stability below subaqueous permafrost // *Geosciences*, 2019, No. 9, p. 329.

Waite W.F., Santamarina J.C., Cortes D.D. et al. Physical properties of hydrate-bearing sediments // *Rev. Geophys.*, 2009, vol. 47, p. RG4003.

Winsborrow M.C.M., Andreassen K., Corner G.D., Laberg J.S. Deglaciation of a marine-based ice sheet: Late Weichselian palaeo-ice dynamics and retreat in the southern Barents Sea reconstructed from onshore and offshore glacial geomorphology // *Quat. Sci. Rev.*, 2010, vol. 29, p. 424–442.

Yamamoto M., Nam S.I., Polyak L. et al. Holocene dynamics in the Bering Strait inflow to the Arctic and the Beaufort Gyre circulation based on sedimentary records from the Chukchi Sea // *Clim. Past*, 2017, vol. 13, p. 1111–1127.

GEBCO URL: http://www.gebco.net/data_and_products/gridded_Bathymetry_Data (дата обращения: 18.01.2021).

References

Are F.E. *Termoabraziya morskikh beregov* [Thermoformations of seashores]. Moscow, Nauka, 1980, 158 p. (in Russian).

Astakhov V.I. Geological evidence of the Pleistocene glaciation center on the Kara shelf. *Doklady AN SSSR* [Trans. of AS USSR], 1976, vol. 231, No. 5, p. 1178–1181.

Bogoyavlensky V.I., Kishankov A.V., Kazanin A.G. Distribution of subaquatic permafrost in the Laptev Sea according to refracted wave seismic data. *Arktika: ekologiya i ekonomika* [Arctic: Ecology and Economics], 2023, vol. 13, No. 4, p. 501–515.

Galushkin Yu.I., Sitar K.A., 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 flux distribution with depth. *Kriosfera Zemli* [Earth's Cryosphere], 2012, vol. XVI, No. 2, p. 23–29.

Golmshtok A.Ya. To the question about the role of faulting in the formation of near-bottom GH deposits. *Voprosy geofiziki* (Scientific Notes of SPbSU), 2008, No. 41, p. 80–111.

Grigoryev M.N. Underwater permafrost in Eastern Arctic seas: distribution, evolution, and prospects for study. In: *Proc. of the workshop "Underwater permafrost and related processes in the Russian Arctic"*. St. Petersburg, VNIIOkeangeologia, 2011, 10 p. (in Russian).

Grigoriev N.F. *Mноголетнемерзлые породы приморской зоны Якутии* [Permafrost rocks of the Yakutia coastal zone]. Moscow, Nauka, 1966, 180 p. (in Russian).

Gritsenko I.I., Kostyukhin A.I., Payalov V.A. et al. Operational analysis and generalisation of marine engineering and geological works on the shelf of the Barents and Kara Seas (in 4 books). Murmansk, NPO "Soyuzmorgeologiya", 1990, 376 p. (in Russian).

Dlugach A.G., Antonenko S.V., Potapkin Y.V. et al. Study of basic regularities of spatial distribution and structure of cryolithozone of the Barents-Kara Shelf in connection with prospecting and development of oil and gas fields (in one book). Murmansk, AMIGE Ministry of Fuel and Energy of Russian Federation, 1996, 82 p. (in Russian).

Zhigarev L.A. Regularities of the Arctic basin cryolithozone development. In: *Kriolitizona Arkticheskogo shelfa* [Arctic shelf cryolithozone]. Yakutsk, IMZ SO RAN, 1981, p. 4–17 (in Russian).

Kozlov S.A. Formation of engineering-geological conditions of the Barents-Kara shelf: Author's abstract of Doc. St. Petersburg, 2006, 48 p. (in Russian).

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, vol. 60 (4), p. 533–546.

Mironyuk S.G., Ivanova A.A. Micro- and mesorelief of the glacial shelf of the Barents and Kara Seas in the light of new data. *Bulleten Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda* [Bulletin of the Commission for the Study of the Quaternary Period], 2018, No. 76, p. 41–58.

Molochushkin E.N. Some data on salinity and temperature regime of water in the coastal zone of the Laptev Sea. *Voprosy geografii Yakutii* [Issues of geography of Yakutia], 1969, vol. 5, p. 110–120.

Molochushkin E.N. Thermal regime of rocks in the southeastern part of the Laptev Sea: Author's abstract of Cand. Moscow, 1970, 20 p. (in Russian).

Molochushkin E.N., Gavriliev R.I. Structure, phase composition and thermal regime of rocks composing the bottom of the coastal zone of the Laptev Sea. In: *Arctic Ocean and its coast in the Cenozoic*. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1970, p. 503–509 (in Russian).

Neizvestnov Y.V., Suprunenko O.I., Borovik O.V., Kolchina N.L., Kurinny N.A., Frantseva T.N. Permafrost-geothermal problems of oil and gas resources development in the Russian Arctic. *Problemy Arktiki i Antarktiki* [Arctic and Antarctic], 2009, No. 2 (82), p. 50–59.

Pogodina I.A. Peculiarities of the spatial distribution and development of foraminiferal communities under global climatic shifts. *Vestnik Yuzhnogo tsentra RAN* [Bulletin of Southern Scientific Centre of RAS], 2009, vol. 5, No. 2, p. 64–72.

Razmuov S.O., Spector V.B., Grigoriev M.N. Model of the Late Cenozoic evolution of the cryolithozone of the shelf of the western part of the Laptev Sea. *Okeanologiya* [Oceanology], 2014, vol. 54, No. 5, p. 679–693.

Rekant P.V., Vasiliev A.A. Offshore permafrost in the Kara Sea. *Kriosfera Zemli* [Earth's Cryosphere], 2011, vol. XV, No. 4, p. 60–62.

Rekant P.V., Gusev E.A., Tumskey V.E. et al. Distribution and peculiarities of subaquatic cryolithozone occurrence in the area of Semenovskaya and Vasilievskaya Banks (Laptev Sea) according to seismoacoustic profiling data. In: *The system of the Laptev Sea and adjacent Arctic seas: current state and history of development*. Moscow, Moscow Univ. Press, 2009, p. 332–348 (in Russian).

Rokos S.I., Dlugach A.G., Loktev A.S. et al. Permafrost of the shelf of the Pechora and Kara seas: Genesis, composition, conditions of distribution and occurrence. *Inzhenernye Izyskaniya* [Engineering Survey], 2009, No. 10, p. 38–41.

Rokos S.I., Kostin D.A., Tulapin A.V., Kulikov S.N., Arushanov L.A. Permafrost and cooled soils of Baidaratskaya Bay water area. In: *Relief and Quaternary Formations of Arctic, Subarctic and North-West Russia*, 2022, issue 8, p. 44–51 (in Russian).

Romanovsky N.N., Gavrilov A.V., Kholodov A.L. et al. Reconstruction of paleogeographic conditions of the Laptev Sea shelf for the Late Pleistocene–Holocene glacioeustatic cycle. *Kriosfera Zemli* [Earth's Cryosphere], 1997, vol. 1, No. 2, p. 42–49.

- Romanovsky N.N., Gavrilov A.V., Tumskey V.E., Kholodov A.L. Cryolithozone of the East Siberian Arctic Shelf. *Vestnik MGU [Vestnik MSU. Series 4. Geology]*, 2003, No. 4, p. 51–56.
- Skvortsov M.B., Dzyublo A.D., Grushevskaya O.V., Kravchenko M.N., Uvarova I.V. Laptev Sea shelf: qualitative and quantitative assessment of hydrocarbon potential. *Geologiya nefi i gaza [Oil and Gas Geology]*, 2020, No. 1, p. 5–19.
- Smirnov Yu.Yu., Semenova A.A., Shchur N.A., Matveeva T.V. Forecast of distribution of gas hydrates associated with relict permafrost on the Laptev Sea shelf. In: *Proc. of IX Int. Scientific and Practical Conf. "Marine Research and Education (MARESEDU-2020)"* (Moscow, 26–30 October 2020). Moscow, PolyPRESS, 2020, p. 70–74 (in Russian).
- Smirnov Yu.Yu., Shchur A.A., Matveeva T.V., Shchur N.A., Bochkarev A.V. Modeling of the cryogenic gas hydrates stability zone of the Russian Arctic shelf: challenges and responses. In: *Proc. of X Int. Scientific and Practical Conf. "Marine Research and Education (MARESEDU-2021)"*. Tver, PolyPRESS, 2021, p. 91–95 (in Russian).
- Soloviev V.A. Forecast of the distribution of relict subaquatic permafrost zone (using the example of the Eastern Arctic seas). In: *Kriolitizona arkticheskogo shelfa [Cryolithozone of the Arctic shelf]*. Yakutsk, IMZ SO RAN, 1981, p. 28–38 (in Russian).
- Soloviev V.A., Ginsburg G.D. Arctic seas of Russia. Gas hydrate-bearing conditions and potentially hydrate-bearing water areas. *Geology and Mineral Resources of Russian Shelves: Atlas / M.N. Alekseev (ed.)*. Moscow, Nauchnyi mir, 2004, p. 1–32 (in Russian).
- Soloviev V.A., Ginsburg G.D., Telepnev E.V., Mikhalyuk Y.N. Kriogeotermiya i gidraty prirodnogo gaza v nedrakh Severnogo Ledovitogo okeana [Cryogeothermy and natural gas hydrates in the Arctic Ocean subsurface]. Leningrad, PGO "Sevmorgeologiya", 1987, 150 p. (in Russian).
- Streletskaya I.D., Vasiliev A.A., Oblogov G.E., Tokarev I.V. Reconstruction of paleoclimate of Russian Arctic in Late Pleistocene–Holocene on the basis of isotope study of ice wedges. *Earth's Cryosphere*, 2015, vol. XIX, No. 2, p. 86–95.
- Tipenko G.S., Romanovsky N.N., Kholodov A.L. Simulation of the offshore permafrost and gas hydrate stability zone: mathematical solution, numerical realization and records of test calculations. *Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere]*, 1999, vol. III, No. 3, p. 71–78.
- Tipenko G.S., Seregina N.V., Romanovsky N.N. Mathematical modeling of interaction between frozen strata and natural gas hydrate deposits. *Bulletin MGU [Bulletin MSU. Ser. 4. Geology]*, 1990, No. 4, p. 73–84.
- Fartyshev A.I. On the dynamics of the cryolithozone of the Sannikov Strait coasts. In: *Geokriologicheskie i gidrogeologicheskie issledovaniya Yakutii [Geocryological and hydrogeological studies of Yakutia]*. Novosibirsk, Nauka, 1978, p. 25–37 (in Russian).
- Fartyshev A.I. Osobennosti pribrezhno-shelfovoi kriolitozony morya Laptevykh [The characteristics of the coastal-shelf cryolithozone of the Laptev Sea]. Moscow, Nauka, 1993, 135 p. (in Russian).
- Kholmyanskii M.A., Anokhin V.M. The connection between the cryolithozone types of the West Arctic shelf and its geological features. *Problemy Arktiki i Antarktiki [Arctic and Antarctic Research]*, 2017, No. 112, p. 85–95.
- Sharbatyan A.A. Ekstremalnye otsenki v geotermii i geokriologii [Extreme Evaluations in Geothermy and Geocryology]. Moscow, Nauka, 1974, 122 p. (in Russian).
- Shchur A.A., Matveeva T.V., Bochkarev A.V. Geographic Information System for the forecast mapping of gas hydrate-bearing areas. *Geologiya nefi i gaza [Oil and Gas Geology]*, 2021, No. 3, p. 85–94.
- Angelopoulos M., Overduin P.P., Miesner F. et al. Recent advances in the study of Arctic submarine permafrost. *Permafr. Perigl. Process.*, 2020, vol. 31, p. 1–12.
- Angelopoulos M., Westermann S., Overduin P.P. et al. Heat and salt flow in subsea permafrost modeled with CryoGRID2. *J. Geophys. Res., Earth Surface*, 2019, vol. 124, p. 920–937.
- Athy L.F. Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. *AAPG Bull.*, 1930, vol. 14, p. 1–24.
- Beierlein L., Salvigsen O., Schöne B.R. et al. The seasonal water temperature cycle in the Arctic Dicksonfjord (Svalbard) during the Holocene Climate Optimum derived from subfossil Arctic islandica shells. *Holocene*, 2015, vol. 25, p. 1197–1207.
- Berends C., de Boer B., van de Wal R.S.W. Reconstructing the evolution of ice sheets, sea level, and atmospheric CO₂ during the past 3.6 million years. *Clim. Past*, 2021, vol. 17, p. 361–377.
- Bochkarev A.V., Smirnov Y.Y., Matveeva T.V. Heat flow at the Eurasian margin: A case study for estimation of gas hydrate stability. *Geotecton*, 2023, vol. 57 (Suppl 1), p. S136–S152. – <https://doi.org/10.1134/S0016852123070026>
- Bradwell T., Stoker M.S., Golledge N.R. et al. The northern sector of the last British Ice Sheet: maximum extent and demise. *Earth-Sci. Rev.*, 2008, vol. 88, p. 207–226. – <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.01.008>
- Carcione J., Gei D. Gas-hydrate concentration estimated from P- and S-wave velocities at the Mallik 2L-38 research well, Mackenzie Delta, Canada. *J. Appl. Geophys.*, 2004, vol. 56, iss. 1, p. 73–78.
- Chuvilin E., Bukhanov B., Grebenkin S. et al. Thermal properties of sediments in the East Siberian Arctic Seas: A case study in the Buor-Khaya Bay. *Mar. Petrol. Geol.*, 2021, vol. 123, p. 104672.
- de Boer B., Lourens L., van de Wal R.S.W. Persistent 400,000-year variability of Antarctic ice volume and the carbon cycle is revealed throughout the Plio–Pleistocene. *Nat. Commun.*, 2014, No. 5, p. 2999.
- Fuchs S., Norden B. The global heat flow Database: Release 2021. GFZ Data Services. Int. Heat Flow Commission, 2021. – <https://doi.org/10.5880/figeo.2021.014>
- Gavrilov A., Malakhova V., Pizhankova E., Popova A. Permafrost and gas hydrate stability zone of the glacial part of the East-Siberian Shelf. *Geosciences*, 2020a, No. 12, p. 484.
- Gavrilov A., Pavlov V., Fridenberg A. et al. The current state and 125 kyr history of permafrost on the Kara Sea shelf: modeling constraints. *Cryosphere*, 2020b, No. 6, p. 1857–1873.
- Golubeva E., Platov G., Malakhova V. et al. Modelling the long-term and inter-annual variability in the Laptev Sea hydrography and Subsea permafrost state. *Polarforschung, Bremerhaven, Alfred Wegener Inst. Polar and Marine Res.*, 2018, vol. 87 (2), p. 195–210.
- Grevenmeyer I., Villinger H. Gas hydrate stability and the assessment of heat flow through continental margins. *Int. J. Geophys.*, 2001, vol. 145, p. 647–660.
- Hersbach H., Bell B., Berrisford P. et al. The ERA5 global reanalysis. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 2020, No. 146, p. 1999–2049.
- Hubberten H.-W., Romanovsky N.N. The main features of permafrost in the Laptev Sea region, Russia – a review. In: *Proc. of the 8th Int. Conf. on Permafrost*. Lisse, 2003, vol. 1, p. 431–436.
- Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S., Mangerud J., Svendsen J.I. The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*, 2015, vol. 45 (1). DOI: 10.1111/bor.12142.

- Hunt J.M. Petroleum geochemistry and geology. San Francisco, USA, Freeman & Co, 1979, 743 p.
- Kholodov A., Romanovskii N., Gavrilov A. et al. Modeling of the Offshore Permafrost Thickness on the Laptev Sea Shelf. *Polarforschung*, 2001, vol. 69, No. 6, p. 221–227.
- Lellouche J.-M., Greiner E., Romain B.-D. et al. The copernicus global 1/12° oceanic and sea ice GLORYS12 reanalysis. *Front. Earth Sci.*, 2021, No. 9, p. 698876.
- Majorowicz J., Safanda J., Osadetz K. Inferred gas hydrate and permafrost stability history models linked to climate change in the Beaufort–Mackenzie Basin, Arctic Canada. *Clim. Past*, 2012, vol. 8, p. 667–682.
- Majorowicz J., Osadetz K., Safanda J. Methane gas hydrate stability models on continental shelves in response to glacio-eustatic sea level variations: examples from Canadian Oceanic Margins. *Energies*, 2013, vol. 6, p. 5775–5806.
- Malakhova V. Estimation of the subsea permafrost thickness in the Arctic Shelf. In: *Proc. of the SPIE – The Int. Society for Optical Eng.* Tomsk, 2018, p. 108337T.
- Malakhova V. The response of the Arctic Ocean gas hydrate associated with subsea permafrost to natural and anthropogenic climate changes. *IOP Conf. Ser.: Earth and Environ. Sci.*, 2020, vol. 606, 012035. DOI: 10.1088/1755-1315/606/1/012035.
- Mangerud J., Astakhov V., Svendsen J.-I. The extent of the Barents–Kara ice sheet during the Last Glacial Maximum // *Quat. Sci. Rev.*, 2002, vol. 21, p. 111–119.
- Matveeva T.V., Kaminsky V.D., Semenova A.A., Shchur N.A. Factors affecting the formation and evolution of permafrost and stability zone of gas hydrates: case study of the Laptev Sea. *Geosciences*, 2020, vol. 10 (12), p. 504.
- Overduin P.P., Schneider von Deimling T., Miesner F. et al. Submarine permafrost map in the Arctic modeled using 1-D transient heat flux (SuPerMAP). *J. Geophys. Res.: Oceans*, 2019, vol. 124, p. 3490–3507.
- Patton H., Hubbard A., Andreassen K., Auriac A., Whitehouse P.L., Stroeve A.R., Shackleton C., Winsborrow M., Heyman J., Hall A.M. Deglaciation of the Eurasian ice sheet complex. *Quat. Sci. Rev.*, 2017, vol. 169, p. 148–172.
- Petrini M., Colleoni F., Kirchner N. et al. Simulated last deglaciation of the Barents Sea Ice Sheet primarily driven by oceanic conditions. *Quat. Sci. Rev.*, 2020, vol. 238, p. 1–74.
- Portnov A., Vadakkepuliambatta S., Mienert B., Hubbard A. Ice-sheet-driven methane storage and release in the Arctic. *Nat. Commun.*, 2016, vol. 7, p. 1–7. DOI: 10.1038/ncomms10314.
- Slater J., Christie P. Continental stretching: an explanation of the Post–Mid-cretaceous subsidence of the Central North Sea Basin. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 1980, vol. 85, p. 3711–3739.
- Sejrup H.P., Hjelstuen B.O., Patton H. et al. The role of ocean and atmospheric dynamics in the marine-based collapse of the last Eurasian Ice Sheet. *Commun. Earth Environ.*, 2022, vol. 3 (119). – <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00447-0>
- Semiletov I., Shakhova N., Pipko I. et al. Space-time dynamics of carbon stocks and environmental parameters related to carbon dioxide emissions in the Buor-Khaya Bay of the Laptev Sea. *Biogeosci. Discuss.*, 2013, vol. 10, p. 2159–2204.
- Sultan N., Foucher J.P., Cochonat P. et al. Dynamics of gas hydrate: case of the Congo continental slope. *Mar. Geol.*, 2004, vol. 206, p. 1–18.
- Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quat. Sci. Rev.*, 2004, vol. 23, p. 1229–1271.
- Tiniavella U., Giustiniani M., Marín-Moreno H. A quick-look method for initial evaluation of gas hydrate stability below subaqueous permafrost. *Geosciences*, 2019, No. 9, p. 329.
- Waite W.F., Santamarina J.C., Cortes D.D. et al. Physical properties of hydrate-bearing sediments. *Rev. Geophys.*, 2009, vol. 47, p. RG4003.
- Winsborrow M.C.M., Andreassen K., Corner G.D., Laberg J.S. Deglaciation of a marine-based ice sheet: Late Weichselian palaeo-ice dynamics and retreat in the southern Barents Sea reconstructed from onshore and offshore glacial geomorphology. *Quat. Sci. Rev.*, 2010, vol. 29, p. 424–442. – <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.10.001>
- Yamamoto M., Nam S.I., Polyak L. et al. Holocene dynamics in the Bering Strait inflow to the Arctic and the Beaufort Gyre circulation based on sedimentary records from the Chukchi Sea. *Clim. Past*, 2017, vol. 13, p. 1111–1127.
- GEBCO URL: http://www.gebco.net/data_and_products/gridded_Bathymetry_Data (last visited: 18.01.2021).

*Поступила в редакцию 5 февраля 2023 г.,
после доработки – 27 мая 2024 г.,
принята к публикации 23 июля 2024 г.*