

Подземные льды и наледи

УДК 551.510

Современная динамика подводной мерзлоты и эмиссия метана на шельфе морей Восточной Арктики

© 2012 г. О.А. Анисимов, И.И. Борзенкова, С.А. Лавров, Ю.Г. Стрельченко

Государственный гидрологический институт, Санкт-Петербург

oleg@oa7661.spb.edu

Статья принята к печати 20 декабря 2011 г.

Газовые гидраты, субаквальная мерзлота, шельф, эмиссия метана.
Gas hydrates, methane emission, shelf, sub-aquatic permafrost.

Рассматривается эмиссия метана в связи с изменениями многолетнемерзлых донных отложений на шельфе морей Восточной Арктики за период с начала затопления 9–6 тыс. л.н. до настоящего времени и далее до конца текущего тысячелетия. Оценка проводится на основе физически полной модели гидротермического режима грунтов. Показано, что вклад в среднегодовую глобальную температуру воздуха за счёт повышенной эмиссии метана на морском шельфе составляет около 0,01 °C. Даже для климатического сценария, в котором завышается возможный диапазон увеличения температуры придонных вод, к концу 3000 г. мощность верхнего оттаявшего слоя донных отложений составит 90 м и не достигнет верхней границы зоны распространения гидратов, находящейся на уровне 100–140 м под дном шельфа. Полученные результаты не подтверждают широко обсуждаемую гипотезу о возможности «метановой катастрофы» на шельфе морей Восточной Арктики.

Введение

Во многих исследованиях показано, что таяние многолетнемерзлых отложений, формирование карстовых озёр, береговая эрозия и вынос органического вещества сибирскими реками на шельф, а также декомпозиция газовых гидратов в субаквальной части криолитозоны увеличивают эмиссию метана [13, 14, 20, 25, 39, 40]. Неоднократно высказывались опасения, что эти процессы в Арктике могут заметно усилить глобальное потепление, однако их количественных оценок до недавнего времени не было. Несколько ранее с этих позиций рассматривались многолетнемерзлые болота криолитозоны России [2, 16]. Математическое моделирование с использованием климатических проекций показало, что увеличение эмиссии метана при их таянии на протяжении XXI в. может вызвать лишь незначительный рост глобальной температуры воздуха — на 0,01 °C [15]. В ряде работ анализировались концентрации метана в воздухе и воде на шельфе морей Восточной Арктики (рис. 1), где отмечались повышенные его значения по сравнению со среднеширотным, особенно на шельфе моря Лаптевых [12–14, 35, 36]. Была выдвинута гипотеза об усилении транспорта в атмосферу высвобождающегося из шельфовых гидратов метана за счёт образования сквозных таликов, в том числе обусловленных современным потеплением, и об увеличении газовой про-

ницаемости многолетнемерзлых донных отложений [37]. Эта гипотеза поддерживается не всеми специалистами, многие считают её малообоснованной. Альтернативная точка зрения состоит в том, что на шельфе морей Восточной Арктики на протяжении многих веков, если не тысячелетий, метан выделялся из глубинных слоёв донных отложений и интенсивность этого процесса едва ли могла существенно измениться за прошедшее столетие [22]. Увеличение потока метана в атмосферу, если оно действительно имело место, могло быть связано с усилением биогенного метаногенеза в поверхностном придонном слое осадков, что обусловлено ростом объёмов выноса органического вещества и повышением температуры придонных вод. Согласно океанографическим данным, с середины 1980-х годов по настоящее время в летний период придонная температура увеличилась на 2,1 °C [22].

В настоящей статье мы сравниваем обе названных гипотезы и даём их оценку в контексте ретроспективных палеоклиматических реконструкций, данных современных наблюдений, а также результатов моделирования углеродного цикла и гидротермического режима субаквальных многолетнемерзлых отложений. Ключевые вопросы настоящей статьи — в какой степени изменение климата за прошедшие несколько десятилетий могло повлиять на современную повы-

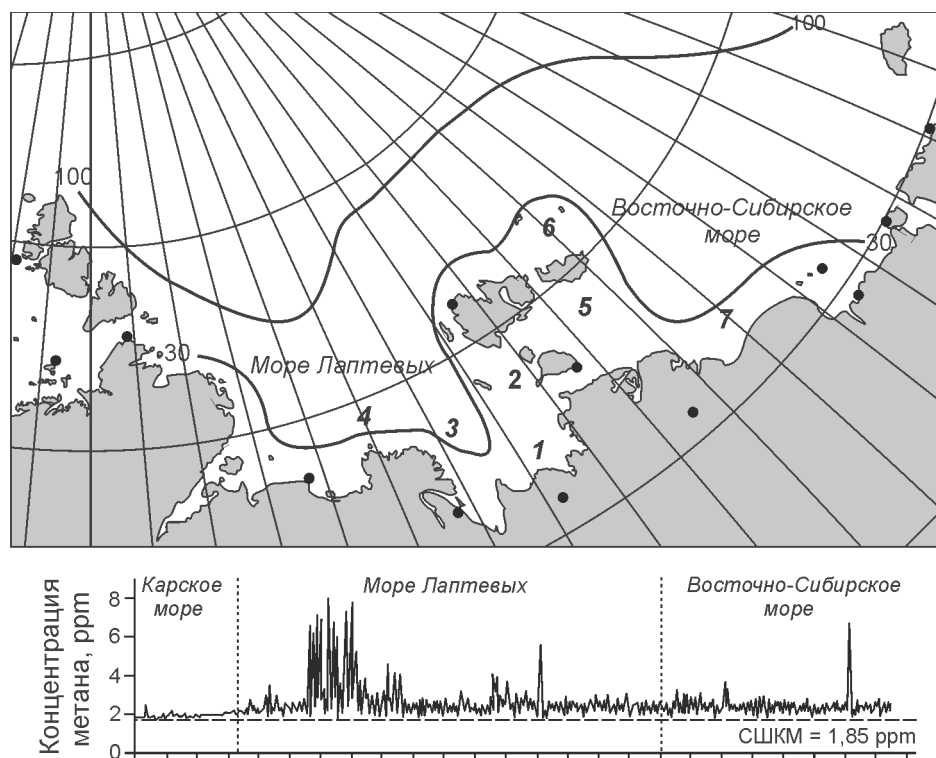


Рис. 1. Карта изучаемого региона. Изолиниями показаны внешняя граница шельфа морей Восточной Арктики (изобата 100 м) и граница среднего шельфа (изобата 30 м). Номера обозначают различные районы шельфа, обеспеченные данными гидрографических наблюдений; точки — метеостанции сети наблюдений Росгидромета. Рисунок внизу показывает вариации концентрации метана вдоль профиля, пересекающего шельф с запада на восток (воспроизведён рисунок, опубликованный в [37])

Fig. 1. Map of the study region. Solid lines indicate the outer (100 m isobathic line) and middle (30 m isobathic line) shelf boundaries. Numbers indicate different shelf regions for which data are available. Dots indicate locations of meteorological stations. Insert panel shows variations of methane concentration from west to east [37]

шенную эмиссию метана на шельфе Восточной Арктики и каковы перспективы на последующие столетия? Независимо от того, чем обусловлена эмиссия, важно установить её влияние на современный и будущий климат. Для этого в заключительном разделе статьи проводится расчёт изменения концентрации метана в атмосфере за счёт источников на указанном шельфе, оцениваются обусловленные этим дополнительное радиационное воздействие и повышение глобальной температуры воздуха.

Отправная точка нашей работы — результаты предшествующих исследований, включающих в себя изучение истории шельфа морей Восточной Арктики, построение концептуальной модели эволюции и оценочные расчёты его эволюции в ходе регрессионно-трансгрессионных океанических изменений, которые охватывают четыре крупных климатических цикла за последние 400 тыс. лет [33, 34]. Были изучены формирование и перераспределение наземных, шельфовых и океанических гидратов в геологических масштабах времени, описаны сложная структура многолетнемёрзлых донных отложений, которые в различные периоды формировались то в субаэральных, то в субаквальных условиях. Обзор этих исследований приводится в работе [12].

Отметим, что данная работа имеет ряд отличительных черт: 1) в ней используется более полный, чем раньше, объём полученных разными авторами материалов исследований концентраций метана и ги-

дрографических данных о температуре и солёности на шельфе; 2) применяется физически полная динамическая модель гидротермического режима многолетнемёрзлых донных отложений, учитывающая влияние диффузии соли в слой осадков, а также вероятностный метод организации модельных расчётов; 3) в расчётах используется транзитивный климатический сценарий для района морей Восточной Арктики, объединяющий палеореконструкции последних 25 тыс. лет и схематичные климатические проекции на XXI в. и последующий период. По этому сценарию рассчитана мощность талого слоя донных отложений, определено положение вертикальных границ зоны устойчивого состояния субаквальных гидратов для прошлых, современных и прогнозируемых на будущее климатических условий и дана оценка влияния эмиссии метана с шельфа на глобальную температуру воздуха. Полученные результаты позволили оценить реалистичность «метановой катастрофы», широко обсуждаемой в настоящее время.

Источники метана в субаквальной криолитозоне в условиях меняющегося климата

Источниками метана на шельфе могут служить как резервуары, в которых содержится ранее синтезированный газ (гидраты, находящиеся в донных отложениях и природные углеводороды), так и органические осадки в придонном слое, где метан постоянно образуется при микробиальном метаногенезе [12].

Последние можно разделить на осадки, которые сформировались в позднем плейстоцене в субаэральных условиях, подверглись сингенетическому промерзанию 18–20 тыс. л.н. и последующему частичному оттаиванию в верхнем слое после затопления шельфа около 9–6 тыс. л.н., а также на современные осадки, постоянно пополняемые за счёт обломочного материала береговой эрозии и наносов сибирских рек. Большую часть шельфа подстилают многолетнемерзлые породы, при этом современный метаногенез может протекать лишь в верхнем талом слое осадков.

Субаквальные гидраты служат источником метана, если нарушаются условия их стабильного существования, которые определяются уравнением, связывающим температуру и давление [38]:

$$T_d(p) = T_{d0} + T_{d1} \ln(p/p_{d0}), \quad (1)$$

где T_d — значение температуры (°C), выше которой при данном давлении p (атм) начинается диссоциация гидратов; константы эмпирического уравнения (1) подобраны на основе обобщения данных измерений и имеют следующие значения: $T_{d0} = 283$ °C; $T_{d1} = 10$ °C; $p_{d0} = 50,3$ атм.

На рис. 2 показана фазовая диаграмма устойчивости гидратов в зависимости от температуры и давления. В области ниже изображённой кривой гидраты находятся в устойчивом состоянии, а при переходе в верхнюю область происходит их диссоциация. При незначительных (близких к 0 °C) отрицательных температурах донных осадков для устойчивости гидратов необходимо давление свыше 15 атм, которое достигается на глубине ниже 150 м от уровня моря. Плотность гидратов метана равна 913 кг/м³, они всплывают в воде. В устойчивом состоянии они находятся лишь на некоторой глубине в слое осадков ниже дна. Так, на шельфе глубиной 30–50 м верхняя граница зоны устойчивого состояния гидратов $Z_{гв}$ проходит в слое осадков ниже 120–100 м от дна. При увеличении придонной температуры эта граница опускается и в слое между её первоначальным и текущим уровнями происходит разложение гидратов (если они там есть) с выделением метана. Положение нижней границы зоны устойчивого состояния гидратов $Z_{гн}$ также можно определить на основании уравнения (1) или кривой на рис. 2, зная изменения температуры и давления с глубиной. Наиболее часто используют гидростатическое приближение в отношении давления и равновесный профиль температуры, при этом обе величины линейно растут с глубиной:

$$T = T_0 + kZ; p = p_0 + \rho gZ, \quad (2)$$

где T_0 и p_0 — соответственно температура (°C) и давление (атм) на верхней границе среды (на уровне дна); k — температурный градиент, °C/м; Z — глубина, отсчитываемая от верхней границы, м; ρ — плот-

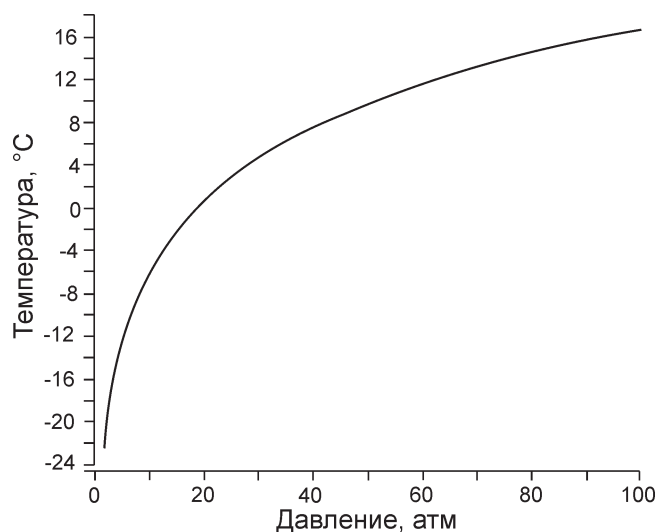


Рис. 2. Фазовая диаграмма устойчивости гидратов в зависимости от температуры и давления

Fig. 2. The phase diagram of the hydrates stability zone as a function of the temperature and pressure

ность воды, кг/м³; g — ускорение свободного падения, м/с².

Подставив значения выражений (2) в уравнение (1), получим уравнение относительно Z :

$$T_0 + kZ = T_{d0} + T_{d1} \ln((p_0 + \rho gZ)/p_{d0}). \quad (3)$$

В общем случае это уравнение имеет два решения — Z_1 и Z_2 , которые соответствуют глубинам расположения нижней и верхней границы зоны устойчивого состояния гидратов. В контексте рассматриваемых в статье задач перемещениями нижней границы $Z_{гн}$ можно пренебречь, поскольку на шельфе морей Восточной Арктики она находится на глубине нескольких сотен метров, где климатические колебания векового масштаба практически не ощущаются, поэтому изменения её положения относительно малы. Впервые динамика положения вертикальных границ зон устойчивого состояния гидратов на шельфе за последние 160 тыс. лет оценена при помощи геологической модели в работе [34]. Показано, что с гляциального максимума позднего плейстоцена (20 тыс. л.н.) по настоящее время нижняя граница $Z_{гн}$ находится на глубине около 1150 м и практически не меняла своего положения, а верхняя граница $Z_{гв}$ опускалась с начальной глубины 150 м до 200 м в результате потепления климатического оптимума голоцена.

В публикации [6] оценены возможные изменения $Z_{гв}$ субаквальных гидратов для всего Северного полушария в XXI в. Они получены с использованием модели тепло- и влагопереноса Института физики атмосферы РАН [3], в которой температура придонной воды рассчитывается для сценария эмиссии парниковых газов А2 по климатическим моделям Ин-

ститута вычислительной математики РАН и GFDL. Согласно первой модели, на рассматриваемом шельфе верхняя граница зоны устойчивого состояния гидратов за 100 лет может опуститься на несколько метров (не более 10 м), согласно второй — её положение практически не изменится [6].

В настоящее время в приземном воздухе над шельфом морей Восточной Арктики отмечаются увеличенные, относительно среднеширотного, концентрации метана. Причины этого не выяснены [37]. Важно установить, вызвано это современным потеплением последних десятилетий или тому есть иные причины. По гидрографическим данным, с 1984 по 2009 г. температура придонных вод в летний период на всем исследуемом шельфе значительно выросла. Особенно это характерно для мелководной (< 10 м) части шельфа моря Лаптевых, где она увеличилась приблизительно на 2,1 °C, устойчиво перейдя в область положительных температур порядка 1,5 °C. В 2007 г. отмечен абсолютный максимум за период наблюдений с 1920 г., равный 5,9 °C [22]. В результате роста температуры, притом, что в зимний период она оставалась слабо отрицательной (от –1 до –6 °C), термический режим в слое донных осадков мог измениться и вызвать их частичное оттаивание. Это гипотетически могло привести к дестабилизации гидратов. Для получения количественных оценок мы провели расчёты по динамической модели гидротермического режима донных осадков. Использовался транзитивный климатический сценарий, объединяющий палеоданные за предшествующие 25 тыс. лет и схематичную климатическую проекцию на следующее тысячелетие.

Оценка современных данных в палеоретроспективе

При обсуждении вопроса о «метановой катастрофе» необходимо сопоставить данные о температуре воздуха и содержании метана в атмосфере в разные периоды времени. Первые количественные оценки содержания метана в атмосфере, полученные при анализе пузырьков воздуха из покровных ледников Гренландии и Антарктиды, показали, что во время гляциальных периодов оно было практически вдвое меньше (300–320 миллиардных объёмных долей, ppbv), чем в межледниковые (750–800 ppbv). В настоящее время концентрация метана в атмосфере равна 1750–1800 ppbv. Совместный анализ данных об изменении в высоких широтах температуры воздуха и концентрации метана в атмосфере за последние 16 тыс. лет показал, что временной сдвиг между ними составляет несколько десятков лет и изменение температуры следует за изменением концентрации метана [18]. Таяние многолетнемерзлых отложений и усиление процессов болотообразования во время межледниковий и межстадиалов плейстоцена сопровождались значительными эмиссиями метана, что могло играть определяющую

роль в изменении климата в прошлом. По-видимому, вклад Северного полушария в планетарный баланс метана и в прошлом, и в настоящем значительно больше, чем Южного, из-за большей площади в его пределах подземного оледенения. Существует небольшой меридиональный градиент метана между полушариями: над Арктикой и Гренландией метана содержится на 8–10% больше, чем над Антарктидой. Предполагают, что такой градиент имел место и в прошлом, увеличиваясь во время межледниковий и межстадиалов, когда в высоких широтах Северного полушария интенсивно таяли многолетнемерзлые отложения, а в субтропических широтах за счёт усиления муссонной циркуляции увеличивалась площадь увлажнённых и заболоченных территорий. Определённую роль в росте концентрации метана во время потепления могли играть разные типы подледниковых озёр и таликов [11, 18, 19, 23, 26, 27].

Наибольшие значения концентрации метана в атмосфере отмечались в начале дегляциации, когда уровень моря быстро поднимался, в результате чего происходило затопление участков суши и превращение их в морской шельф. Такие процессы могли развиваться в районах Северного полушария, свободных от покровных ледников, преимущественно на севере Западной и Восточной Сибири. Между 10 и 6 тыс. л.н. отмечается отрицательный тренд концентрации метана, который в дальнейшем сменился положительным. Пока причины таких колебаний неясны. Предположительно повышенные концентрации метана около 10 тыс. л.н. обусловлены высокой температурой воздуха в северных широтах в районах, свободных от оледенения, — на севере и северо-востоке Азии. В это время здесь отмечались самые высокие летние температуры вследствие увеличения прихода летней солнечной радиации примерно на 10% выше современного для всего Северного полушария [17, 41]. На севере Азии (приморские низменности Якутии и Северо-Восток России) летние температуры воздуха около 10–9 тыс. л.н. могли достигать 10 °C и более, о чём свидетельствуют находки остатков древесной растительности даже на островах Арктического бассейна (Большом Ляховском и Котельном) [1, 7, 9].

Более низкую, чем в начале голоцена, концентрацию метана около 6 тыс. л.н. можно объяснить тем, что процесс дегляциации к этому времени практически завершился, уровень океана около 6,2 тыс. л.н. достиг максимума и границы шельфа на Северо-Востоке России и севере Азии были близки к современным [28]. Новый этап повышения концентрации метана имел место около 5,5 тыс. л.н. и связан с увеличением площадей переувлажнённых территорий как в низких широтах (сокращение площади субтропических и тропических пустынь, «зелёная» Сахара), так и в высоких (большое число послеледниковых

Таблица 1. Среднегодовая температура воздуха в районе шельфа морей Восточной Арктики в разные периоды времени, °C

Время, тыс. л.н.	$T_{\text{ср}}$	T_{min}	T_{max}
25–20	–20	–23	–18
20–18	–23	–26	–20
10–9	–10	–12	–8
9–6	–13	–15	–11
0	–15	–14	–16

озёр и водных бассейнов, начало процессов торфообразования, таяние многолетнемёрзлых отложений и другие процессы) [4, 5]. Положительный тренд концентрации метана и других парниковых газов продолжался на протяжении последних 5 тыс. лет. С середины XIX в. началось резкое увеличение концентрации, вызванное деятельностью человека [29].

Среднегодовые температуры воздуха в прибрежных районах на севере Азии во время климатического оптимума (между 7–5,5 тыс. л.н.) были на 3,0–3,5 °C выше современных [4, 24]. Июльские температуры могли составлять около 6 °C, январские – около –32 °C. Среднегодовые температуры воздуха в середине голоцена – порядка –13 °C. Примерно до 4,5 тыс. л.н. температуры изменялись незначительно, а затем начали медленно снижаться. Отметим, что концентрации парниковых газов при этом не уменьшались, а увеличивались, хотя были и небольшие колебания [23, 29].

В табл. 1 представлены наиболее вероятная $T_{\text{ср}}$, нижняя T_{min} и верхняя T_{max} оценки среднегодовой температуры воздуха на севере Азии для различных климатических периодов, временные границы которых совпадают с изменениями знака тренда температуры Северного полушария. На основе этих данных построена часть транзитивного климатического сценария для модельных расчётов, охватывающая период от 25 тыс. л.н. до времени затопления шельфа 9–6 л.н. Можно предположить, что между минимальными температурами около 18 тыс. л.н. и максимальными около 9 тыс. л.н. температуры увеличивались почти линейно, а между 9 и 6 тыс. л.н. изменения были незначительны, а температуры несколько меньше, чем во время максимума потепления 9 тыс. л.н. Понижение температуры началось после 4,5 тыс. л.н., и далее температуры линейно уменьшались до современных значений.

Ретроспективное и прогностическое моделирование динамики субаквальной мерзлоты и эмиссии метана

Для расчёта гидротермического состояния толщи осадков на шельфе морей Восточной Арктики применялась физически полная модель, приведённая в исследовании [8]. Главное её отличие от аналогичных моделей, использованных ранее другими авторами, – математическое описание диффузии соли и её влия-

ния на температуру и фазовое состояние осадков. В остальном структура модели и математический формализм близки к рассмотренным в публикации [30]. Для сопоставимости с результатами более ранних работ [21, 30] использовались принятые в них базовые значения характеристик донных осадков: коэффициент теплопроводности $\lambda = 2,2 \text{ Вт/(м °C)}$; объёмная теплоёмкость $c = 1,2 \times 10^6 \text{ Дж/(м}^3 \text{ °C)}$; пористость $\eta = 0,2$. К основным расчётным характеристикам относятся: вертикальный профиль температуры $T(Z)$; соответственно глубина от уровня дна до верхней и нижней границы слоя многолетнемёрзлых осадков $Z_{\text{мв}}(t)$, $Z_{\text{мн}}(t)$; соответственно глубина до верхней и нижней границы зоны устойчивого состояния гидратов $Z_{\text{гв}}(t)$, $Z_{\text{гн}}(t)$ в разные моменты времени t .

Выполнены транзитивные расчёты от начального момента времени 25 тыс. л.н. ($t_0 = -25$ тыс. л.н.), предшествующего затоплению шельфа в момент времени $t_3 = -9 \div -6$ тыс. л.н., до настоящего времени и до конца второго тысячелетия. В базовом климатическом сценарии предполагалось, что во время затопления среднегодовая температура шельфа t_3 увеличилась на 11,5 °C: с –13 °C, когда он был обнажён и имел температуру, близкую к температуре воздуха, до –1,5 °C (температура придонной воды). Далее температура оставалась постоянной до 1985 г. До 2100 г. задавался рост температуры придонной воды со скоростью 0,09 °C/год, равной тренду, наблюдаемому в 1985–2009 гг.; после этого температура фиксировалась и расчёт продолжался до 3000 г. Учитывались также диффузия соли в донные осадки и её отопляющий эффект. Солёность придонной воды задавалась равной 20,9 psu летом и 26,6 psu зимой в соответствии с материалами измерений [22]. Расчёты с такими установками иллюстрируют рис. 3 и 4. На рис. 3 показаны изменения во времени температуры донных отложений (у поверхности дна и на глубинах 200 и 1000 м под ней) и положения границ мерзлоты и зоны устойчивого состояния гидратов, а на рис. 4 – вертикальные профили температуры для нескольких временных срезов.

Установлено, что с начала затопления 9–6 тыс. л.н. и до середины 1980-х годов донные осадки оттаивали чуть менее чем на 10 м, притом, что среднегодовая температура придонных вод оставалась слабо отрицательной. Это было обусловлено диффузией соли в поровом пространстве, в результате чего лёд трансформировался в незамерзающий солевой раствор, слой которого стал проницаемым для газов. Исходя из результатов расчёта, говорить о точном расположении фронта таяния трудно, поскольку он «размазан» на несколько метров. Существует прослойка засоленных мёрзлых грунтов с различными степенями льдистости и солёности. Мы считали талым слой с отрицательной температурой и солёностью порового раствора не менее 0,02 psu.

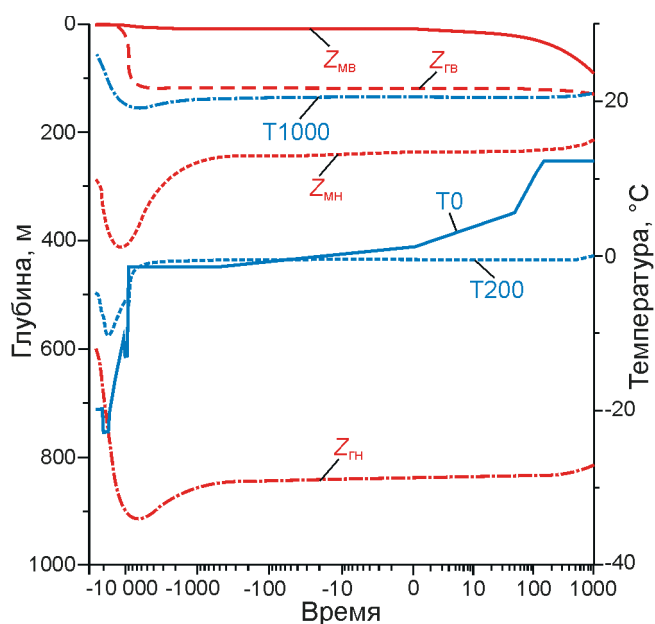


Рис. 3. Изменения во времени температуры донных отложений (у поверхности дна, на глубинах 200 и 1000 м под ней), положения границ мерзлоты и зоны устойчивого состояния гидратов

Fig. 3. Changes of the sediment temperature (near-bottom level, 200 and 1000 m levels under the sea floor) and depths to boundaries of permafrost and hydrate stability zone

За 25 лет, прошедших с начала потепления, температура придонных вод в летний период увеличилась примерно на $2,1^{\circ}\text{C}$, поэтому донные отложения могли оттаять ещё на 6–8 м, в результате чего граница талого и мёрзлого слоёв опустилась на 16–18 м от поверхности дна. Этот результат не подтверждает высказанную в работе [37] гипотезу о высокой эмиссии метана, обусловленной ростом газовой проницаемости слоя донных осадков за счёт появления в последние десятилетия зон сквозного протаивания (таликов). Расчёты для 2050, 2100 и 3000 гг. с заданными установками показали, что верхняя граница многолетнемёрзлых отложений Z_{MB} может переместиться соответственно на глубину около 20, 28 и 90 м от уровня дна. Положение нижней границы с 1985 по 3000 г. изменится незначительно: она поднимется всего на 20 м – с 235 до 215 м. При этом расчёты показали, что на глубине ниже 150 м температура за этот период не изменилась. Таким образом, даже при экстремальном и крайне нереалистичном климатическом сценарии, максимально благоприятном для ускоренного оттаивания осадков, в текущем тысячелетии талый слой не сможет достичь современного уровня верхней границы зоны устойчивого состояния гидратов.

Расчёты показали, что сейчас доминирующим фактором, определяющим скорость оттаивания,

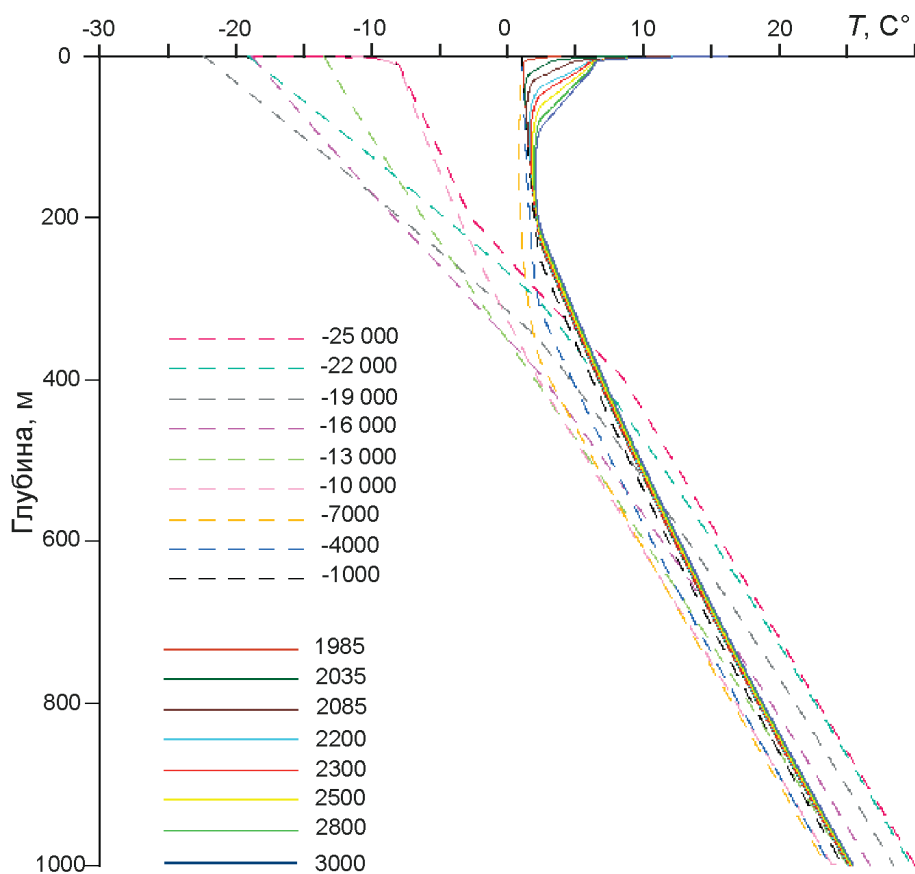


Рис. 4. Вертикальные профили температуры донных осадков для различных временных срезов

Fig. 4. Vertical temperature profiles for several time slices

Таблица 2. Диапазон расчётных глубин верхней и нижней границ многолетнемёрзлых отложений ($Z_{\text{мв}}$, $Z_{\text{мн}}$) и верхней границы зоны устойчивого состояния гидратов ($Z_{\text{гв}}$), обусловленный изменениями влияющих параметров температурного режима и физических свойств грунта (см. пояснения к обозначению параметров в тексте)

Расчётные характеристики, м	Влияющие параметры							
	$Z_{\text{мн}}(t_0)$	$T(t)$	t_3	$T(t_3)$	ΔT	F_g	λ	η
$Z_{\text{мв}}$ (1985)	9	9	9	8–9	9	9	9	8–9
$Z_{\text{мн}}$ (1985)	236	199–273	236–297	216–255	236	236–414	197–236	236–260
$Z_{\text{мв}}$ (2100)	31	31	31	31–35	31–38	31	31	30–31
$Z_{\text{мн}}$ (2100)	233	196–270	233–294	215–253	233	233–412	195–233	233–258
$Z_{\text{мв}}$ (3000)	90	88–91	86–90	84–100	90–130	86–90	80–90	79–90
$Z_{\text{мн}}$ (3000)	216	180–253	216–276	192–239	216	216–402	179–216	216–244
$Z_{\text{гв}}(t_3)$	129	126–152	109–138	129	129	125–129	129	129–130
$Z_{\text{гв}}$ (1985)	142	140–169	120–159	110–159	142	136–142	142–145	142–144
$Z_{\text{гв}}$ (2100)	142	140–169	120–160	112–160	142	136–142	142–145	142–144
$Z_{\text{гв}}$ (3000)	147	146–173	127–164	126–164	147–150	143–147	147–149	147–151

служит температурный тренд, поскольку фронт оттаивания опережает фронт распространения солей. Выполнив также расчёты без учёта температурного тренда, мы получили глубину оттаивания за счёт диффузии соли на 3000 г. всего около 13 м, в то время как с температурным трендом она составила почти 90 м.

Модельные расчёты зависят от точности реконструкции предыдущей и проекции будущей температуры на поверхности донных отложений $T(t)$, от точности задания физических характеристик грунта (λ , c , η ,) и геотермального потока тепла. Для оценки влияния неопределённости этих величин на решение использовалась методология вероятностного моделирования, в соответствии с которой выполнялись серии многократных идентичных расчётов от различных граничных и начальных условий с изменяющимися значениями модельных параметров. В табл. 2 приведены результаты, полученные при исследовании зависимости решения от следующих параметров:

1) начальной мощности многолетнемёрзлой толщи $Z_{\text{мн}}(t_0)$, которая задавалась меняющейся от 100 до 500 м с шагом 100 м;

2) временного хода температуры поверхности $T(t)$ в период от 25 до 9–6 тыс. л.н., предшествующий затоплению (кроме базового климатического сценария, показанного сплошной линией на рис. 3, делали расчёты для отличающегося от него в каждый момент времени на ± 3 °C);

3) времени начала затопления шельфа t_3 (менялось в расчётах от 9 до 6 тыс. л.н. с шагом 1 тыс. лет);

4) температуры придонных вод $T(t_3)$ в период после затопления и до 1985 г. (задавалась отличающейся на ± 1 °C от базового значения $-1,5$ °C);

5) геотермального потока тепла F_g (задавались два значения $-0,035$ и $0,07$ Вт/м²);

6) тренда увеличения летней температуры придонных вод после 1985 г. ΔT (задавался равным 0,09 и

0,18 °C/год, что заведомо многократно превышает даже наибольшие из проектируемых гидродинамическими моделями климатических изменений в XXI в.);

7) коэффициента теплопроводности донных осадков λ (менялся в пределах 1,7–2,2 Вт/(м °C));

8) пористости грунта (задавалась равной 0,2 и 0,25).

Обсуждение результатов

Анализ и результаты расчётов показали, что наблюдаемая повышенная концентрация метана в воздухе над шельфом морей Восточной Арктики не связана с диссоциацией гидратов, равно как и с увеличением мощности талого слоя многолетнемёрзлых донных отложений. Главный вывод заключается в том, что при всех рассмотренных нами температурных режимах не только на протяжении XXI в., но с большой вероятностью до конца текущего тысячелетия верхняя граница многолетнемёрзлых отложений будет находиться выше зоны устойчивого состояния гидратов метана. Даже для нереалистичного климатического сценария, завышающего возможный диапазон увеличения температуры придонных вод, к концу 3000 г. мощность верхнего оттаявшего слоя донных отложений не превысит 90 м. Верхняя же граница зоны распространения гидратов на шельфе, по нашим и другим имеющимся оценкам, при глубине моря 10–50 м находится на уровне 140–100 м под поверхностью дна. Таким образом, эта зона будет изолирована слоем многолетнемёрзлых донных отложений, газовая проницаемость которых близка к нулю.

Оценивая влияющие модельные параметры, следует учитывать, что, согласно выполненным расчётам, динамика оттаивания мерзлоты более чувствительна к будущим изменениям температуры, чем к точности реконструкции температурного режима в прошлом. Как уже отмечалось, заметно влияют на

результаты модельных расчётов и физические свойства грунта. На состояние многолетнемерзлых отложений оказывает влияние и засоленность морской воды: после затопления суши и вплоть до 1985 г. верхняя граница многолетнемерзлых донных отложений опустилась приблизительно на 9 м, а температура на поверхности дна оставалась отрицательной. Это оттаивание обусловлено не термическим воздействием, а диффузией соли, за счёт которой многолетнемерзлые донные отложения трансформируются в образования, содержащие переохлаждённый солевой раствор в поровом пространстве.

Наибольший интерес вызывает вопрос, как влияет современная повышенная эмиссия метана на шельфе морей Восточной Арктики на глобальное потепление? Для этого прежде всего необходимо определить её вклад в глобальную атмосферную концентрацию метана, оцениваемую авторами [37] в 7,9 Тг С в год. Рассчитать его можно, приняв во внимание, что среднее время жизни молекулы метана в атмосфере около 12 лет [31]. Таким образом, в равновесном состоянии этот источник увеличит концентрацию метана в атмосфере приблизительно на 95–100 Тг, или на 40 ppbv. Чувствительность глобально осреднённой среднегодовой температуры воздуха к увеличению атмосферного содержания метана на 1000 ppbv составляет около 0,3 °С [10, 32], с эмиссией же метана на шельфе связано повышение температуры примерно на 0,01 °С. Это не даёт оснований предположить возможность заметного влияния на глобальный климат. Даже при десятикратном увеличении современной повышенной эмиссии на шельфе морей Восточной Арктики обусловленное этим увеличение глобальной температуры воздуха не превысит 0,1 °С, что заметно ниже неопределённости климатических проекций, связанной с недостаточной изученностью других климатообразующих факторов.

Полученные результаты не поддерживают гипотезу о возможной «климатической катастрофе» в связи с эмиссией метана из осадков арктического шельфа. Помимо представленных в статье результатов, эту гипотезу опровергают и палеоклиматические данные. После гляциального максимума позднего плейстоцена уже был более тёплый, чем в настоящее время, продолжительный период в оптимуме голоцена, но никакие сведения не подтверждают наличие изменений, которые можно было бы назвать катастрофическими, учитывая, что процессы на шельфе были во многом идентичны современным.

Работа выполнена при поддержке немецко-российской лаборатории полярных исследований им. Отто Шмидта, проект OSL-12-02 и РФФИ, проект 11-05-12011-офи-м.

Литература

1. Андреев А.А., Климанов В.А. Растительность и климат низовьев Яны в голоцене // Изв. РАН. Сер. геогр. 2000. № 1. С. 88–93.
2. Анисимов О.А., Лавров С.А., Ренева С.А. Эмиссия метана из многолетнемерзлых болот России в условиях изменения климата // Проблемы экологич. моделирования и мониторинга экосистем / Под ред. Ю.А. Израэля. СПб.: Гидрометеиздат, 2005. С. 124–142.
3. Аржанов М.М., Елисеев А.В., Демченко П.Ф., Мохов И.И., Хон В. Моделирование температурного и гидрологического режима водосборов Сибирских рек в условиях вечной мерзлоты с использованием данных реанализа // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 1. С. 86–93.
4. Борзенкова И.И. Изменение климата в кайнозое. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 247 с.
5. Денисов С.Н., Аржанов М.М., Елисеев А.В., Мохов И.И. Оценка отклика субаквальных залежей метангидратов на возможные изменения климата в XXI веке // ДАН. 2011. Т. 441. № 5. С. 1–4.
6. Каплина Т.Н., Чеховский А.А. Реконструкция палеогеографических условий голоценового климатического оптимума на приморских низменностях Якутии // Четвертичный период на Северо-востоке Азии. Магадан: изд. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 145–151.
7. Климаты и ландшафты Северной Евразии в условиях глобального потепления: Ретроспективный анализ и сценарий / Отв.ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС, 2010. 219 с.
8. Лавров С.А., Анисимов О.А. Моделирование гидротермического режима грунтов: описание физически полной динамической модели и сравнение расчетов с наблюдениями // Проблемы экологического моделирования и мониторинга экосистем / Под ред. Ю.А. Израэля. М.: Планета, 2011. С. 22–41.
9. Лаухин С.А. Эволюция природной зональности на северо-востоке Азии в плейстоцене // ДАН. 1994. Т. 338. С. 683–686.
10. Семенов С.М., Попов И.О. Сравнительные оценки влияния изменения концентраций диоксида углерода, метана, закиси азота и водяного пара на радиационно-равновесную температуру земной поверхности // Метеорология и гидрология. 2011. № 8. С. 34–43.
11. Семилетов И.П. Глобальное потепление и цикл углерода в Арктике // Вестн. ДВО РАН. 1997. № 4. С. 75–85.
12. Шахова Н.Е., Семилетов И.П., Сергиенко В.И., Салюк А.Н., Бельчева Н.Н., Космач Д.А. Состояние вопроса о роли Восточно-Сибирского шельфа в современном цикле метана // Изменение окружающей среды и климата: природные катастрофы / Под. ред. В.М. Котлякова. М.: Пробел 2000, 2008. С. 164–176.
13. Шахова Н.Е., Сергиенко В.И., Семилетов И.П. Вклад Восточно-Сибирского шельфа в современный цикл метана // Вестн. РАН. 2009. Т. 79. № 6. С. 507–518.
14. Шахова Н.Е., Юсупов В.А., Салюк А.Н., Космач Д.А., Семилетов И.П. Антропогенный фактор и эмиссия метана на Восточно-Сибирском шельфе // ДАН. 2009. Т. 429. № 3. С. 398–401.
15. Anisimov O. Potential feedback of thawing permafrost to the global climate system through methane emission // Environmental Research Letters. 2007. № 2. doi:10.1088/1748-9326/2/4/045016
16. Anisimov O.A., Reneva S.A. Permafrost and changing climate: the Russian perspective // Ambio. 2006. V. 35. № 4. P. 169–175.
17. Bradley R.S. Climate forcing during the Holocene // Global changes in the Holocene approaches to reconstructing

- fine-resolution climate change / Eds. A.W. Mackay, R.W. Battarbee, H.J.B. Birks, F. Oldfield. London: Arnold, 2003. P. 10–19.
18. Brook E.L., Harder S., Severinghaus J., Steig E.J., Sucher C.M. On the origin and timing of rapid changes in atmospheric methane during the last glacial period // *Global Biogeochem. Cycles*. 2000. V. 15. P. 559–572.
 19. Chappellaz J., Blunier T., Kints S., Dallenbach A., Barnola J.-M., Schwander J., Raynaud D., Stauffer B. Changes in the atmospheric CH₄ gradient between Greenland and Antarctica during the Holocene // *Journ. of Geophys. Research*. 1997. V. 102 (D13). P. 15987–15999.
 20. Christensen T.R., Johansson T.R., Akerman H.J., Mastepanov M., Malmer N., Friberg T., Crill P., Svensson B.H. Thawing sub-arctic permafrost: Effects on vegetation and methane emissions // *Geophys. Research Letters*. 2004. V. 31. L04501. doi:10.1029/2003GL018680
 21. Delisle G. Temporal variability of subsea permafrost and gas hydrate occurrences as function of climate change in the Laptev Sea, Siberia // *Polarforschung*. 2000. V. 68. P. 221–225.
 22. Dmitrenko I.A., Kirillov S.A., Tremblay B., Kassens H., Anisimov O.A., Lavrov S.A., Razumov S.O., Grigoriev M.N. Recent changes in shelf hydrography in the Siberian Arctic: Potential for subsea permafrost instability // *Journ. of Geophys. Research*. 2011. V. 116. C10027. doi:10.1029/2011JC007218
 23. Flückiger J., Monnin E., Stauffer B., Schwander J., Stocker T.F., Chappellaz J., Raynaud D., Barnola J.-M. High-resolution Holocene N₂O ice core record and its relationship with CH₄ and CO₂ // *Global Biogeochem. Cycles*. 2002. V. 16. № 1. P. 1010–1016.
 24. Frenzel B., Pecsli M., Velichko A.A. Atlas of paleoclimates and paleoenvironments of the Northern Hemisphere, Late Pleistocene – Holocene. Budapest. Frankfurt. N.Y.: Gustav Fisher Verlag, 1992. 153 p.
 25. Friberg T., Seegaard H., Christensen T.R., Lloyd C.R., Panikoff N.S. Siberian Wetlands: Where a sink is a source // *Geophys. Research Letters*. 2003. V. 30. № 21. P. 2129.
 26. Joos F., Spahni R. Rates of change in natural and anthropogenic radiative forcing over the last 20,000 years // *Proc. of the National Academy of Sciences of the USA*. 2008. V. 105. P. 1425–1430.
 27. MacDonald G.M., Beilman D.W., Kremenetski C.V., Sheng Y., Smith L.C., Velichko A.A. Rapid early development of circumarctic peatlands and atmospheric CH₄ and CO₂ variations // *Science*. 2006. V. 314. P. 285–288.
 28. Mix A.C., Bard E., Schneider R. Environmental processes of the Ice Age: Land, ocean, glaciers (EPILOG) // *Quaternary Science Reviews*. 2001. V. 20. P. 627–657.
 29. Monnin E., Steig E.J., Siegentaler U., Kawamura K., Schwander J., Stauffer B., Stocker T.F., Morse D.L., Barnola J.-M., Bellier B. Evidence for substantial accumulation rate variability in Antarctica during the Holocene, through synchronization of CO₂ in the Taylor Dome, Dome C and DML ice cores // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. V. 224. № 1/2. P. 45–54.
 30. Nikolsky D., Shakhova N. Modeling sub-sea permafrost in the East Siberian Arctic Shelf: the Dmitry Laptev Strait // *Environmental Research Letters*. 2010. V. 5. P. 1–9.
 31. Prather M., Ehhalt D. Atmospheric chemistry and greenhouse gases // *Climate Change 2001: The Scientific Basis Contribution of Working group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* / Eds. J.T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, C.A. Johnson. Cambridge: Cambridge University Press. 2001. P. 239–387.
 32. Ramaswamy V. Radiative forcing of climate change // *Climate Change 2001: The Scientific Basis Contribution of Working group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* / Eds. J.T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, C.A. Johnson. Cambridge: Cambridge University Press. 2001. P. 349–416.
 33. Romanovskii N.N., Hubberten H.W. Results of permafrost modeling of the lowlands and shelf of the Laptev Sea region, Russia // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2001. V. 12. № 2. P. 191–202.
 34. Romanovskii N.N., Hubberten H.W., Gavrilov 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. P. 167–182.
 36. Shakhova N., Semiletov I., Panteleev G. The distribution of methane on the Siberian Arctic shelves: Implications for the marine methane cycle // *Geophys. Research Letters*. 2005. V. 32. № 9. P. 27–35.
 35. Shakhova N., Semiletov I. Methane release and coastal environment in the East Siberian Arctic shelf // *Journ. of Marine Systems*. 2007. V. 66. № 1–4. P. 227–243.
 37. Shakhova N., Semiletov I., Salyuk A., Yusupov V., Kosmach D., Gustafsson O. Extensive methane venting to the atmosphere from sediments of the East Siberian Arctic Shelf // *Science*. 2010. № 327. P. 1246–1250.
 38. Tishchenko P., Hensen C., Wallmann K., Wong C.S. Calculation of the stability and solubility of methane hydrate in seawater // *Chemical Geology*. 2005. V. 219. P. 37–52.
 39. Walter K.M., Zimov S.A., Chanton J.P., Verbyla D., Chapin I., F. S. Methane bubbling from Siberian thaw lakes as a positive feedback to climate warming // *Nature*. 2006. V. 443. № 7107. P. 71–75.
 40. Walter K.M., Edwards M.E., Grosse G., Zimov S.A., Chapin III F. S. Thermokarst Lakes as a Source of Atmospheric CH₄ During the Last Deglaciation // *Science*. 2007. V. 318. № 5850. P. 633–636.
 41. Weber S.L., Crowley Y.J., Van der Schrier G. Solar irradiance forcing of centennial climate variability during the Holocene // *Climate Dynamics*. 2004. V. 22. P. 539–553.

Summary

We study the methane emission over the East Siberian Arctic Shelf (ESAS) under the changing sub-aquatic permafrost conditions from the time of inundation 9–6 thousand years BP to present and further until the end of the millennium. The study is based on the full-physics model of hydrothermal regime of soil. Our results indicate that the current elevated methane emission from ESAS is responsible for 0.01 °C global air temperature rise. Even under the hypothetical climate scenario that overestimates the range of near-bottom water temperature rise, projected by the end of the millennium thawing of the bottom sediments is likely to be about 90 m and will thus not reach the upper limit of the methane hydrate stability zone that is located 100–140 m underneath the sea bottom. The results of the study do not support the so called «methane bomb» hypothesis that is widely discussed in the scientific literature and in the media.