

УДК 551.468. 550.84:543

ОЦЕНКА ПОТОКА МЕТАНА ИЗ ДОННЫХ ОСАДКОВ В ВОДНЫЙ СЛОЙ ПРИ ДЕГРАДАЦИИ ГИДРАТОВ МЕТАНА, ВЫЗВАННОЙ ПОТЕПЛЕНИЕМ ВОД В ТАТАРСКОМ ПРОЛИВЕ

© 2018 г. Б.А. Буров, В.А. Лучин, А.И. Обжиров, А.А. Карнаухов

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения
Российской академии наук, ул. Балтийская 43, г. Владивосток, 690041 Россия*

E-mail burov@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 03.07.2017 г.

После исправления 21.09.2017 г.

В работе представлены количественные оценки потоков метана, которые выделяются в водный слой из-за деградации (разложения) гидратов метана, вызванной многолетним трендом потепления вод в Татарском проливе. Оценки основаны на экспериментальных данных о глубине залегания метановых гидратов, гидрологических измерениях, выполненных одновременно с отбором образцов газогидратов из донных осадков, и рассчитанных трендах изменения температуры воды на ряде горизонтов в районе Татарского пролива, где были обнаружены гидраты метана. Показано, что метан, выделяющийся из разлагающихся гидратов метана, — основной источник метановых аномалий в водном слое и потоков метана в атмосферу в этом районе. Источник “метановой” экологической опасности в восточной части Татарского пролива локализован в узкой полосе донных осадков, ограниченной глубинами 300–330 м, и в меридиональном направлении имеет протяженность около 150 км. Поток метана из донных осадков в водный слой в этой полосе составляет величину около 0.17 моль/м²·сут. Реакция метановых гидратов на процесс потепления воды может быть охарактеризована толщиной слоя разрушения гидрата метана в донных осадках, приходящейся на 0.1 °С повышения температуры воды. В исследованном районе Татарского пролива эта величина составляет 1.5–1.8 м/0.1 °С.

Ключевые слова: метан, гидраты метана, зона устойчивости, условия роста и разложения, тренд потепления воды, тепловой поток.

DOI: 10.7868/S086978031802-0015

ВВЕДЕНИЕ

Метановые гидраты, залежи которых регулярно открываются в разных частях океанического континентального склона, представляют собой один из наиболее мощных источников парникового газа — метана [18]. Постоянно увеличивающиеся выбросы метана в атмосферу из Мирового океана (с 2006 г. по 2016 г. среднегодовая скорость роста концентрации метана в атмосфере составила $6.4 \cdot 10^{-3}$ ppт/год [9]) поддерживаются механизмом положительной обратной связи, заложенным в процесс глобального потепления. Наблюдаемые тренды увеличения температуры морской воды [11, 14, 16, 17, 20] приводят к сдвигу границ устойчивости метановых гидратов в сторону больших глубин, вынуждая разлагаться гидраты метана на глубинах, на которых еще несколько десятилетий назад они накапливались. Эта проблема широко освещена в научной литературе, где на основе количественных оценок выбросов метана

из разлагающихся метановых гидратов в водный слой и затем в атмосферу представлены различные сценарии изменения климата на Земле: от катастрофического взрывного потепления [6] до не слишком значительного вклада в потепление [25], поскольку по оценке авторов, не более 10% метана из морских гидратов метана могут попасть в атмосферу.

По содержанию к вопросу о влиянии метана, выделяющегося из гидратов метана, на изменение климата Земли близка задача выявления роли циклической годовой (т.е. сезонной) изменчивости эманации метана из донных осадков в водный слой под воздействием изменяющихся в годовом цикле гидрологических параметров водного слоя. С годовым циклом изменяются такие параметры, как температура и соленость воды, а также уровень моря. Эти параметры определяют положение верхней границы зоны устойчивости гидратов метана. По этой причине в наибольшей степени

подвержены воздействиям колебаний температуры и давления водного столба метановые гидраты, образовавшиеся в приповерхностном слое донных осадков акваторий, глубина которых близка к глубине верхней границы зоны устойчивости гидрата метана. К настоящему времени опубликованы результаты наблюдений и моделирования циклов роста и разложения метановых гидратов для целого ряда акваторий, для которых характерны существенные вариации температуры придонного слоя воды (несколько градусов Цельсия) или значительные приливные колебания уровня моря (несколько метров). В этих работах приведены количественные оценки выбросов в водный слой метана, которые происходят в периоды разложения метановых гидратов в таких известных гидратоносных районах, как Мексиканский залив [19], Гидратный Риф у побережья штата Орегон [13, 24], континентальный склон к западу от архипелага Шпицбергена [23] и находящиеся под влиянием теплого и холодного течений районы материкового склона Норвежского и Баренцева морей [10].

Подобные расчеты для гидратоносных районов дальневосточных морей России (залежи гидратов метана открыты в Охотском и Японском морях) до настоящего времени не проводились. В Японском море гидраты метана были впервые обнаружены в Татарском проливе в 2012 г. В 2013 г. гидраты метана в Татарском проливе были подняты в двух точках из глубин, очень мало (на 0.4–8.6 м) отличающихся от верхней границы зоны их устойчивости. Это событие стало поводом для исследования влияния естественных изменений гидрологических параметров (как многолетних трендов, так и сезонных колебаний) на состояние обнаруженных здесь газогидратов. В данной работе представлены результаты этого исследования и приведены оценки потоков метана, поступающего из разлагающихся гидратов метана в водный слой. На актуальность изучения вклада деградирующих метановых гидратов в поток метана в водный слой и далее в атмосферу над Татарским проливом с экологических позиций указывают результаты работы [5], в которой показано, что в районе Татарского пролива, где метановые

гидраты обнаружены на минимальных глубинах, поток метана из водного слоя в атмосферу максимален.

ПРЕДМЕТ И МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ

В 2013 г., во время работы международной экспедиции по проекту SSGHProject-2 в Татарском проливе (рейс LV62 НИС Академик Лаврентьев), гидраты метана были подняты на борт судна в точках с глубинами моря 322 м (станция LV-62-26) и 323 м (LV-62-17). Верхняя граница их присутствия в донных осадках зафиксирована в кернах на глубинах 1.6 м (LV-62-26) и 2.4 м (LV-62-17) от поверхности осадков (рис. 1) [22]. В результате STD-зондирований (определение температуры и солености вод, гидростатического давления, по которым пересчитывается скорость звука), выполненных сразу же после подъема кернов донного грунта, получены значения температуры придонного слоя воды, равные 1.053 ± 0.001 °C на глубине 320 м, в районе LV-62-26 и 1.105 ± 0.001 °C на глубине 316 м, в районе LV-62-17, и солености, которая составила 34.05 ± 0.01 ‰ в районе обеих станций.

Хроматографический анализ газа (методом "had space"), выделенного из проб донного грунта, отобранных из участков кернов, содержащих газовые гидраты, показал, что гидратообразующим газом является метан, доля которого составила более 99.4% на станции 17 и более 99.85% на станции 26. Концентрации этана в пробах грунта из кернов этих станций не превышали 0.6% и 0.15% соответственно, а концентрации пропана оказались более чем на порядок меньше концентраций этана [22]. В лабораторных условиях были измерены также теплопроводность (методом игольчатого зонда) и плотность донного грунта, отобранного из разных участков керна, поднятого на станции LV-62-17. Результаты этих измерений представлены в таблице.

Оценка устойчивости обнаруженных гидратов метана, выполненная на основе формулы границы диаграммы устойчивости, предложенной в [8], с использованием измеренных профилей

Плотность и теплопроводность грунта в керне, поднятом на станции LV-62-17

Интервал измерения от поверхности осадка (керн), см	Плотность, кг/м ³	Теплопроводность, Вт/(м·град)	Тип осадков
10–30	1723 ± 1	0.8 ± 0.08	Терригенный пелит
235–250	1717 ± 1	1.1 ± 0.11	
335–350	1762 ± 1	1.1 ± 0.11	

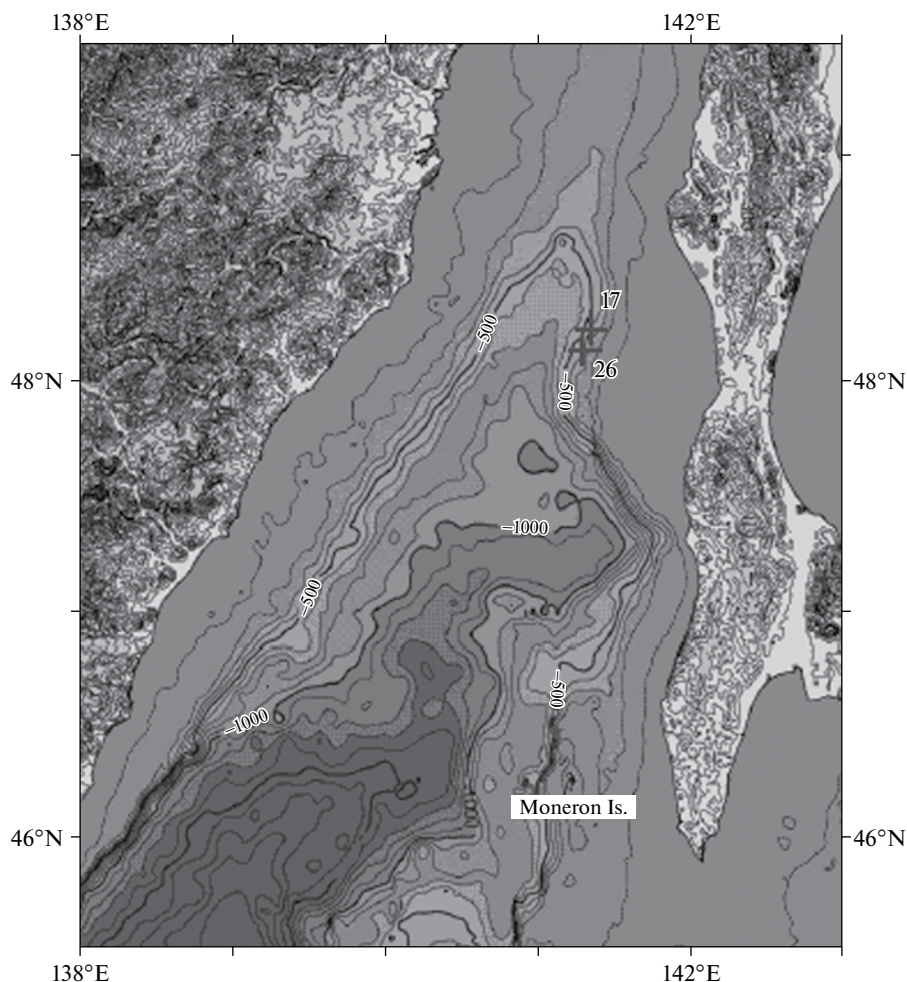


Рис. 1. Район Татарского пролива и географическое положение станций 17 и 26, где были обнаружены гидраты метана в рейсе LV-62 НИС Академик Лаврентьев (рисунок из [21]).

температуры в водном слое и средней плотности донного грунта, показала, что верхняя граница устойчивости гидрата метана на поверхности дна находится на глубине 320 м (рис. 2). Учитывая глубину точек отбора кернов и глубину нахождения газогидратов в кернах, получается, что глубина залегания газогидратов больше верхней границы образования гидрата метана на 3.6–5.4 м.

Принимая во внимание ошибку определения глубины моря гидроакустическим методом ($\pm 1\%$ или 3.2 м в нашем случае), можно утверждать, что на станциях LV-62-26 и LV-62-17 в Татарском проливе гидраты метана были подняты из глубин, на 0.4–8.6 м превышающих минимальную возможную глубину их существования в этом районе. Близость залегания гидратов метана одновременно к верхней границе их устойчивости и к поверхности дна послужила поводом для исследования состояния обнаруженных газогидратов в зависимости от естественной временной изменчивости

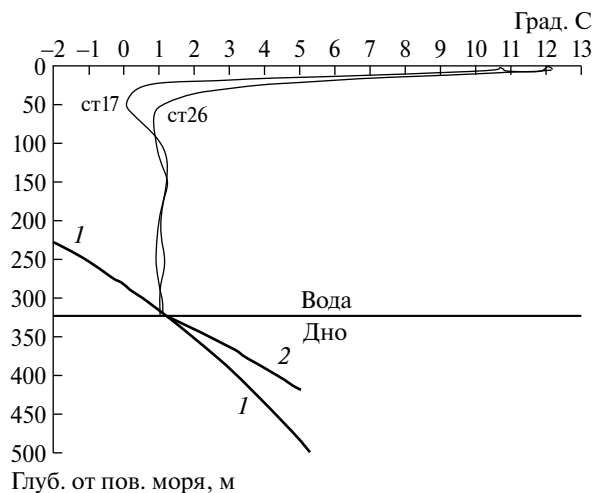


Рис. 2. Диаграмма устойчивости гидратов метана (100% CH_4) в водном слое (1) и донных осадках (2 – пелит терригенный с плотностью 1733 кг/м^3) для глубины акватории 322 м. Ст.17 и ст. 26 – профили температуры в воде на станциях 17 и 26.

температуры и солености придонной воды, а также давления водного слоя, которое изменяется в связи с приливами и глобальным изменением уровня моря.

Состояние газовых гидратов, которые могут накапливаться или разрушаться (разлагаться на газ и воду) в донных осадках характеризуется положением точки, в которой анализируется состояние газового гидрата, в координатах давление (P)-температура (T) по отношению к границе диаграммы устойчивости газового гидрата, характерной для каждого гидратообразующего газа. Образование и накопление гидрата метана в донных осадках происходит в том случае, если глубина (давление) и температура в выбранной точке имеют значения, которые соответствуют нижнему от линий 1 и 2 полупространству на диаграмме (см. рис. 2). Следовательно, для представления о том, какой процесс будет происходить на заданном горизонте в донных осадках, содержащих газовые гидраты при изменяющихся температурных и барических условиях на поверхности дна, достаточно рассчитать изменения температуры и давления на этом горизонте.

Расчет температуры на любом горизонте в донных осадках, содержащих газовые гидраты, производится как решение задачи о распределении температуры в слое с тепловыми параметрами донных осадков (скорректированными в случае высокой ($> 10\%$) концентрации газогидрата), ограниченном снизу нижней границей зоны устойчивости газового гидрата, а сверху – поверхностью дна. В качестве граничного условия на поверхности дна задается температура, которая принимается равной температуре придонной воды. На нижней границе слоя задается либо значение теплового потока (если оно известно), либо найденная из кривой границы диаграммы устойчивости температура, соответствующая глубине границы BSR (bottom simulating reflections) – границы устойчивости и наличия газовых гидратов в осадках (нижняя граница слоя).

Значения теплового потока в Татарском проливе измерены и довольно подробно опубликованы в работе [2]. Воспользуемся этими результатами как для расчета профиля температуры в донных осадках (методом теплового потока), так и для определения нижней границы зоны устойчивости гидратов метана в условиях медленно изменяющихся (квазистационарных) температурных условий на поверхности дна.

Анализ временной изменчивости состояния обнаруженных вблизи границы зоны стабиль-

ности газогидратов в Татарском проливе выполнен методом пересечения границы устойчивости гидрата метана с кривыми распределения температуры в слое осадков, рассчитанными по методу теплового потока для последовательности заданных температур на поверхности дна.

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОТЕРМАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ В РАЙОНЕ ОБНАРУЖЕНИЯ ГИДРАТОВ МЕТАНА В ТАТАРСКОМ ПРОЛИВЕ

Для оценки изменений во времени состояния гидратов метана в районе станций LV-62-17 и LV-62-26 в Татарском проливе, вызванных влиянием глобального потепления и годовым циклом вариаций гидрологических условий, были определены тренды температуры и солености воды на горизонтах 310, 320, 330, 400, 500, 600, 700, 800 и 1000 м, рассчитаны средние многолетние амплитуды сезонных колебаний температуры и солености воды на глубинах 310 и 320 м, а также проанализировано воздействие максимально возможных приливов на состоянии газогидратов. Расчеты трендов и средних многолетних значений амплитуд сезонных вариаций температуры и солености воды выполнены по методике, описанной в [4, 17], с использованием всех доступных данных глубоководных океанографических наблюдений в исследуемом районе пролива (от 47 до 49.5° с.ш.) за период 1958–2014 гг. Основная часть данных взята из исторических океанографических массивов, имеющих в Центре океанографических данных (ВНИИГМИ-МЦД)¹. Использованы также данные, собранные в базах ДВНИГМИ², ТИНРО_Центр³, ТОИ ДВО РАН⁴, Japan Oceanographic Data Center (JODC)⁵ и NOAA's National Oceanographic Data Center (NODC)⁶.

Полученная первичная информация прошла следующие процедуры обработки: исключение дублей станций; отбраковка недостоверных значений характеристик с применением статистических методов и региональных особенностей исследуемого района; линейная интерполяция значений температуры и солености на горизонты кратные 10 м; расчет

¹ http://nodc.meteo.ru/nodc/index.php?option=com_content&view=section&layout=blog&id=8&Itemid=49&lang=en

² http://www.ferhri.org/index.php?option=com_content&view=article&id=70:art-rcod&catid=34:mnu-structure&Itemid=28

³ <http://www.tinro-center.ru/>

⁴ <http://pacificinfo.ru/en/db/>

⁵ http://www.jodc.go.jp/aboutJODC_work_data.html

⁶ <http://www.nodc.noaa.gov/OC5/SELECT/dbsearch/dbsearch.html>

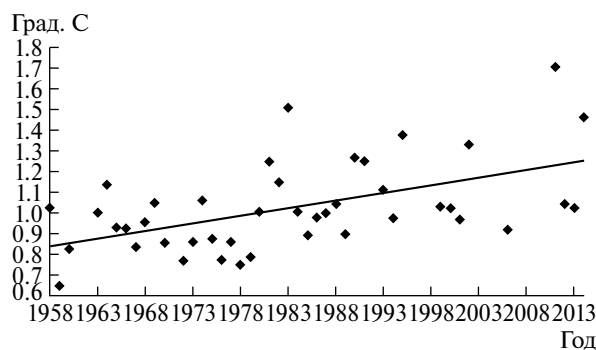


Рис. 3. Тренд среднегодовой температуры для глубины 320 м в районе исследований за период 1958–2014 гг.

на всех горизонтах слоя 300–330 м рассматриваемой акватории для каждого месяца количества данных на конкретном горизонте, среднего значения и стандартного отклонения. Выполненный статистический анализ результатов наблюдений за период 1958–2014 гг. показал, что из перечисленных гидрологических параметров только тренд среднегодовой температуры воды в слое 310–1000 м статистически значимый и может вызвать изменения в состоянии гидратов метана, накопленных в донных осадках в рассматриваемом районе. Тренд среднегодовой температуры для глубины 320 м за период 1958–2014 гг. представлен на рис. 3. Изменения температуры за этот период для остальных перечисленных выше глубин в проливе представлены на рис. 4.

Приливные колебания уровня моря также могут повлиять на физическое состояние газогидратов, образовавшихся на глубинах, близких к границе их устойчивости. Однако однозначная трактовка этого влияния в данном случае невозможна, поскольку максимальная высота прилива (размах) в Татарском проливе составляет 2.8 м у берега и около 0.3 м в открытой части пролива [1], а гидраты метана обнаружены в точках

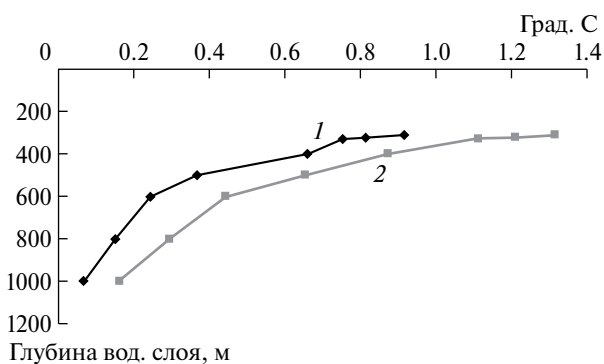


Рис. 4. Значения среднегодовой температуры воды в диапазоне глубин 310–1000 м в 1958 г. (1) и 2014 г. (2).

с глубинами моря 322 и 323 м, которые измерены с точностью $\pm 1\%$. Теоретически эффект от приливов можно наглядно оценить, если выразить уменьшение давления в фазе отлива (по отношению к максимальной фазе прилива это – 0.3 м водного столба для района наших исследований) через эквивалентное смещение в ту же точку диаграммы устойчивости гидратов метана за счет уменьшения температуры. Используя диаграмму устойчивости гидратов метана (см. рис. 2), получим, что влияние максимально высоких приливов в исследуемом районе в диапазоне глубин моря 310–323 м эквивалентно изменению температуры на $0.015\text{ }^{\circ}\text{C}$. Как будет показано ниже, скорость разложения гидратов метана по глубине слоя осадков за счет температурного тренда составляет 15.7 см/год . Согласно графику на рис. 3 эта величина соответствует увеличению температуры придонной воды приблизительно за 2 года. Это означает, что в верхнем слое донных осадков, глубиной до $\sim 30\text{ см}$, гидраты метана могут отсутствовать (в среднем, учитывая годичный интервал усреднения по времени) из-за воздействия приливных вариаций давления.

Используя тренды среднегодовой температуры (см. рис. 4), рассчитаем динамику среднегодовых температурных условий в верхнем слое донных осадков материкового склона в районе станций LV-62-17 и LV-62-26 в диапазоне глубин моря 310–1000 м и определим изменение глубины нижней границы зоны устойчивости гидратов метана в этом районе за период 1958–2014 гг. При проведении расчетов используем также результаты измерений геотермального потока в Татарском проливе, представленные в [2], и результаты измерений теплопроводности и плотности донного грунта (см. табл.), поднятого на борт судна вместе с газогидратами. В качестве величины геотермального потока для района наших исследований примем среднее значение плотности потока тепла $q = 0.103\text{ Вт/м}^2$, вычисленное по результатам измерений в двух ближайших к станциям LV-62-17 и LV-62-26 пунктах (по рис. 7.3 в [2]). Сначала рассчитаем распределения температуры в слоях осадков, сложенных терригенным пелитом, в которых действует глубинный геотермальный поток с плотностью 0.103 Вт/м^2 , а на верхних границах этих слоев (т.е. на поверхности дна, глубина до которой в процессе серии единообразных расчетов будет последовательно выбираться равной 310; 320; 330; 400; 500; 600; 700; 800 и 1000 м) задается температура, медленно изменяющаяся в соответствии с многолетним температурным трендом для каждой глубины (см. рис. 4). В этом случае

профиль температуры в каждом слое рассчитывается по формуле:

$$T(z) = T_0 + (z - z_0) \cdot \text{grad}T(z); \quad (1)$$

$$\text{grad}T(z) = \frac{q}{C_s},$$

$$T_0(t) = 0.0069 \cdot t - 12.585 \text{ }^\circ\text{C для 310 м,}$$

$$T_0(t) = 0.0071 \cdot t - 13.089 \text{ }^\circ\text{C для 320 м,}$$

$$T_0(t) = 0.0017 \cdot t - 3.2622 \text{ }^\circ\text{C для 1000 м,}$$

$$t = 1958, 1959 \dots 2014 \text{ г.},$$

в которой T_0 – среднегодовая температура на поверхности осадков $z = z_0$ ($z_0 = 310; 320; 330; 400;$

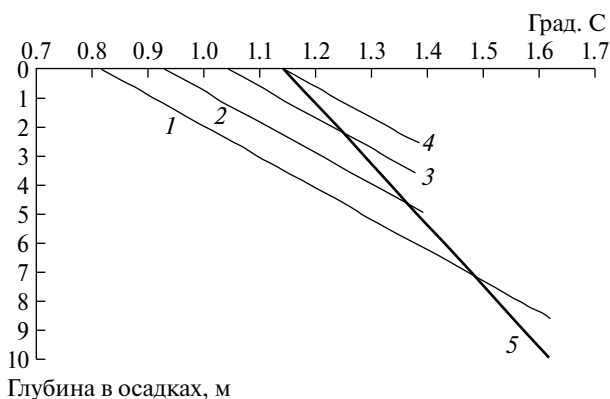


Рис. 5. Профили температуры в верхнем слое донных осадков (прямые 1–4) и линия границы устойчивости гидрата метана (5) для глубины в проливе 320 м: 1–1958 г.; 2–1974 г.; 3–1990 г.; 4–2004 г.

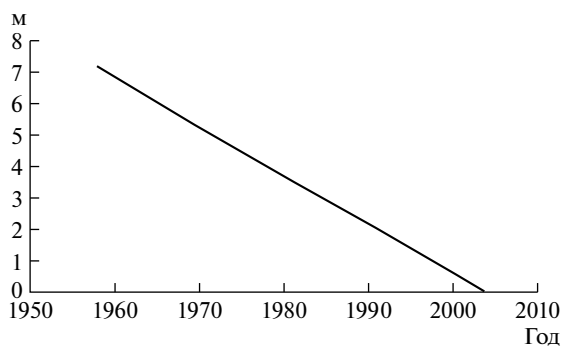


Рис. 6. Межгодовая изменчивость глубины нижней границы слоя гидрата метана в донных осадках в период 1958–2004 гг. для глубины моря 320 м.

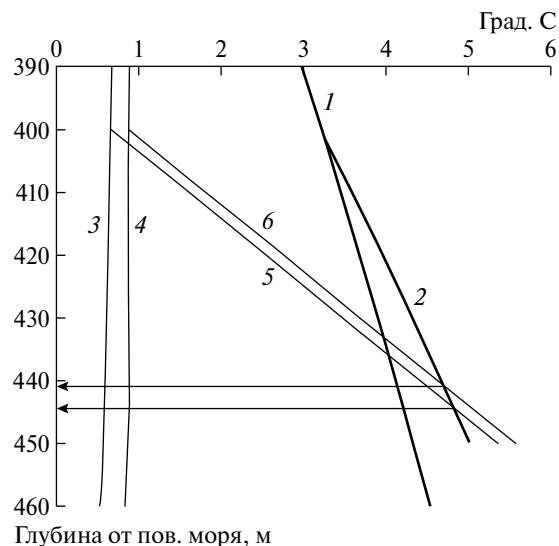


Рис. 7. Графический расчет глубины слоя в осадках, в котором возможно наличие метанового гидрата для глубины моря 400 м. Стрелки указывают на изменение толщины этого слоя с 1958 г. по 2014 г. 1 – диаграмма устойчивости гидрата метана в донных осадках на глубине моря 400 м; профиль температуры в водном слое в: 3–1958 г.; 4–2014 г.; профиль температуры в донных осадках в: 5–1958 г.; 6–2014 г.

500; 600; 700; 800 и 1000 м; ось z направлена вниз); $q = 0.103 \text{ Вт/м}^2$ – плотность теплового потока, а $C_s = 1.1 \text{ Вт/м}\cdot\text{град}$ – измеренная теплопроводность донных осадков (см. табл.).

Пример вычислений для слоя осадков, поверхность которых располагается на глубине 320 м, представлен на рис. 5 линиями с цифрами 1–4, соответствующими годам 1958; 1974; 1990 и 2004. Пересечение профилей температуры в слое осадков с линией границы устойчивости гидратов метана (это линия 5) дает максимальные возможные глубины образования (залегания) гидрата метана в донных осадках для глубины моря 320 м и года, которому соответствует профиль температуры. Так, в 1958 г. гидраты метана в Татарском проливе на глубине 320 м занимали слой осадков глубиной 7.2 м от поверхности дна, а в 2004 г. глубина этого слоя уменьшилась до 0.

На рис. 6 представлена межгодовая изменчивость глубины нижней границы залегания метанового гидрата в осадках для глубины в проливе 320 м (построенная по точкам пересечения профилей температуры с линией границы диаграммы устойчивости в донных осадках на рис. 5). Из представленного на рис. 6 графика следует, что скорость разложения гидрата метана в донных осадках на глубине 320 м составляет 15.7 см/год.

Причем, как видно из рис. 5, процесс разложения гидрата происходит снизу, так как нижняя граница устойчивости гидрата метана со временем поднимается вверх. Это происходит благодаря перераспределению энергии геотермального потока в донных осадках из-за изменения температуры поверхности дна.

Аналогичные расчеты для профилей температуры в водном слое, соответствующих 1958 г. и 2014 г. выполнены для глубин 400; 500; 600; 700; 800 и 1000 м. Иллюстрация для глубины 400 м представлена на рис. 7.

В результате выполненных графических расчетов для всех перечисленных глубин моря получены глубины слоев в донных осадках, в пределах которых метановые гидраты могли накапливаться в 1958 и 2014 гг. Зависимость глубин этих слоев от глубины в проливе представлена на рис. 8. Для того же набора глубин в проливе рассчитаны также толщины слоев донных осадков, в которых за период с 1958 г. по 2014 г. метановые гидраты разложились из-за изменений профилей температуры в осадках, вызванных потеплением воды в проливе за этот период (рис. 9).

Если сравнить зависимость, представленную на рис. 9, с зависимостью от глубины приращения среднегодовой температуры воды за период 1958–2014 гг. (рис. 10), то видно, что они близки. Это позволяет ввести не зависящую от глубины (точнее слабо зависящую) характеристику процесса разложения метановых гидратов для температурных и плотностных условий Татарского пролива, а именно – толщину слоя разложения в осадках на

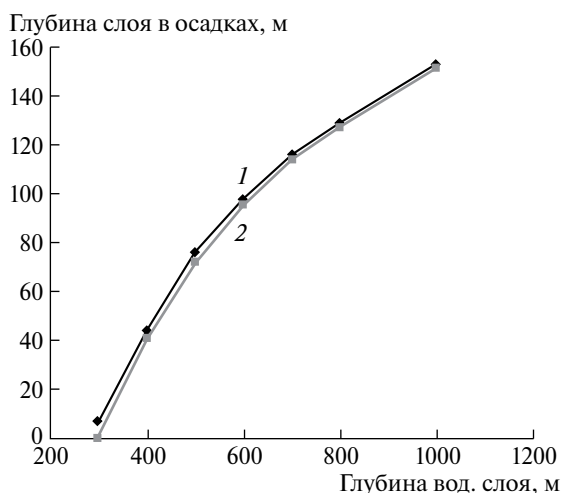


Рис. 8. Зависимость глубины слоя в осадках, в котором возможно накопление метанового гидрата в 1958 г. (1) и 2014 г. (2), от глубины моря в Татарском проливе.

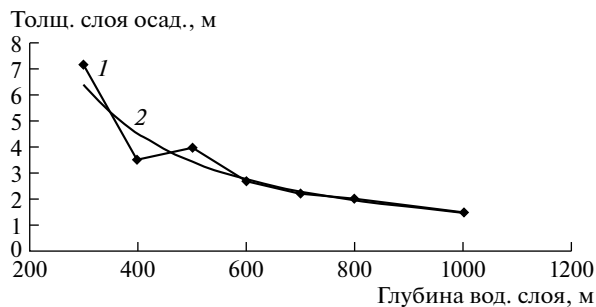


Рис. 9. Зависимость толщины слоя разложения гидрата метана с 1958 г. по 2014 г. от глубины моря в Татарском проливе (1) и кривая (2), аппроксимирующая эту зависимость по формуле (2).

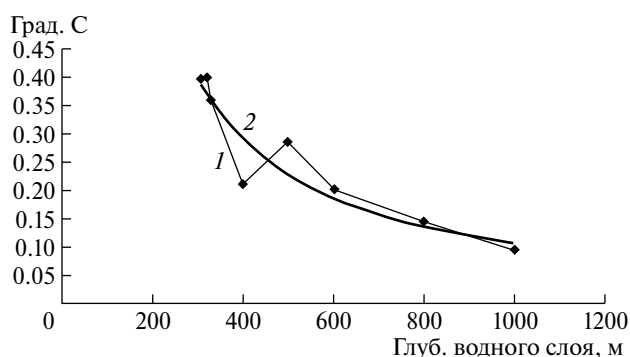


Рис. 10. Зависимость приращения температуры ΔT воды от глубины (1) и кривая (2), аппроксимирующая эту зависимость: $\Delta T = 210.8 \cdot z^{-1.1}$.

0.1 °С приращения температуры придонной воды. Из графиков на рис. 9 и 10 следует, что значение этой величины составляет 7.2 м: 4 = 1.8 м/0.1 °С для глубины 320 м и 1.5 м/0.1 °С для глубины 1000 м.

ОЦЕНКА ПОТОКА МЕТАНА ИЗ ДОННЫХ ОСАДКОВ В ВОДНЫЙ СЛОЙ ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА, СВЯЗАННОГО С ПОТЕПЛЕНИЕМ ВОДЫ

При наличии информации об объемном содержании метановых гидратов в гидратоносных осадках расчетные значения глубин и толщин слоев донных осадков, полученные в предыдущем разделе, позволяют оценить как ожидаемые запасы метановых гидратов в рассматриваемом районе Татарского пролива, так и потоки метана из донных осадков в водный слой, обусловленные разложением гидратов метана, причина которого заключается в возрастании температуры воды в проливе. Решая задачу оценки по минимуму

для потоков метана из разлагающихся метановых гидратов в водный слой в исследуемом районе, примем объемное содержание гидрата метана в гидратоносных донных осадках равным 5% (в разных условиях образования гидратов метана эта величина составляет от 3 до 20% [15]) и вычислим поток метана из слоя разложения метановых гидратов к поверхности дна. В вычислениях используем формулу:

$$h = 6456.2 \cdot z^{-1.213} \approx 6456.2 \cdot z^{-\frac{6}{5}}, \quad (2)$$

аппроксимирующую расчетные зависимости толщин слоев h , в которых гидрат метана разложился, от глубины моря z (см. рис. 9). С помощью формулы (2) определим общую площадь вертикального сечения слоя разложения гидрата метана (s) в интервале глубин моря от 300 до 1000 м. Для этого проинтегрируем толщины слоев (2) по длине l наклоненного под углом α к горизонтальной плоскости участка дна ($l = z/\sin\alpha$; $dl = dz/\sin\alpha$; α – средний угол уклона материкового склона в районе исследований):

$$\begin{aligned} s &= 6456.2 \int_{300}^{1000} z^{-\frac{6}{5}} \frac{dz}{\sin\alpha} = -\frac{32\,281}{\sin\alpha} \int_{300}^{1000} dz z^{-\frac{1}{5}} = \\ &= -\frac{32\,281}{\sin\alpha} \cdot z^{-\frac{1}{5}} \Big|_{300}^{1000} = \frac{2207}{\sin\alpha} \text{ м}^2. \end{aligned}$$

В результате получим, что в диапазоне глубин моря 300–1000 м на 1 м горизонтальной протяженности вдоль изобаты материкового склона приходится объем $2207/\sin\alpha$ м³ донных осадков, в которых метановые гидраты разложились. При 5-процентном объемном содержании гидрата метана в осадках объем разложившегося гидрата составляет $110/\sin\alpha$ м³ или $100/\sin\alpha$ т (при удельном весе гидрата метана 0.91 т/м³). Поскольку весовая доля метана в гидрате составляет 1/7 часть, то за 56 лет из каждого метра горизонтальной протяженности слоя разложения выделилось приблизительно $14.3/\sin\alpha$ т или $V = 19.9 \cdot 10^3/\sin\alpha$ м³ метана. Если предположить, что условия гидратообразования в исследуемом районе Татарского пролива таковы, что весь этот выделившийся в результате разрушения нижнего слоя гидратов метана газообразный метан достиг поверхности дна (это возможно, если наличие свободного метана не является ограничивающим фактором для образования гидратов метана в донных осадках исследуемого района, и также при условии отличной от 100% насыщенности порового пространства гидратом), то поток P метана из донных осадков в водный слой составит:

$$\begin{aligned} P &= \frac{V}{S \cdot t} = \frac{19.9 \cdot 10^3 \cdot \sin\alpha}{700 \cdot \sin\alpha \cdot 56 \cdot 31\,536\,000} = \\ &= 1.6 \cdot 10^{-8} \frac{\text{м}^3}{\text{м}^2 \cdot \text{сек}} = 1.6 \cdot 10^{-5} \frac{\text{дм}^3}{\text{м}^2 \cdot \text{сек}}, \end{aligned}$$

где $S = 700/\sin\alpha$ м² – площадь наклонного дна в интервале глубин 300–1000 м, t – период времени с 1958 по 2014 г. в секундах.

Влияние проницаемости слоев донных осадков, содержащих и не содержащих гидраты метана, на скорость движения сквозь них газообразного метана при его эмиссии к поверхности дна исследована на математических моделях диссоциации гидратов метана в работе [21].

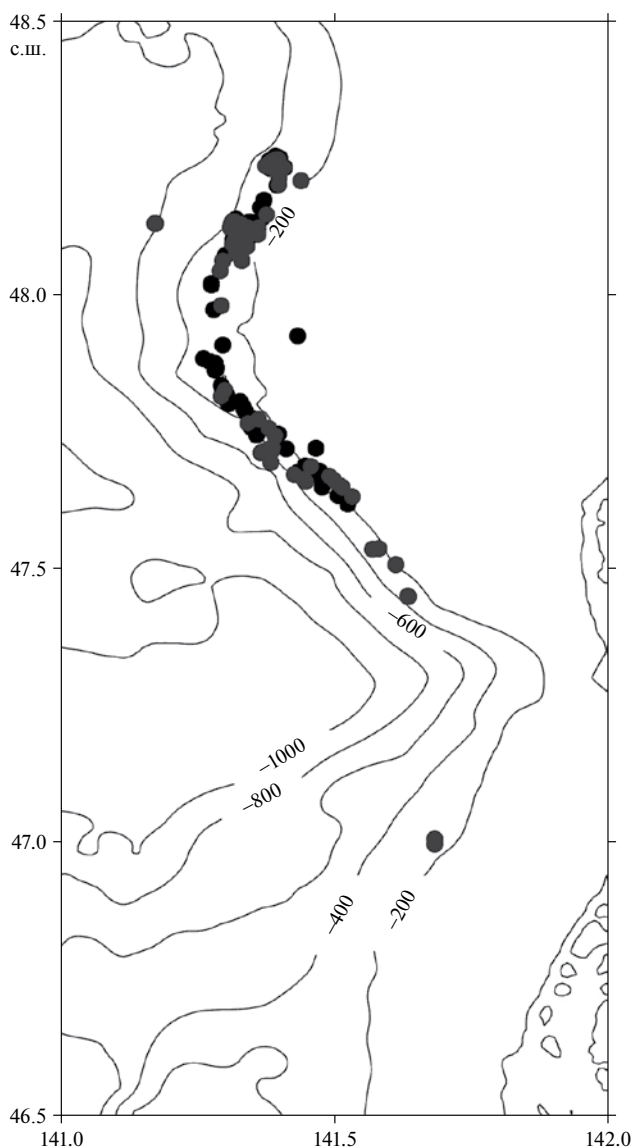


Рис. 11. Схема расположения газовых факелов (ГФ) в Татарском проливе, обнаруженных в 2012–2014 гг. (рисунок из [12]).

Полученное, усредненное по глубине, значение потока метана является малой величиной, эквивалентной проникновению 1 пузырька радиусом 2 мм из 1 м² площади донных осадков в водный слой каждые 2 секунды. Однако скорость разложения гидратов метана зависит от глубины акватории (см. рис. 9). На глубине 320 м она в 3.5 раза выше, чем на глубине 800 м. Поэтому представляет интерес оценить также поток метана из донных осадков в водный слой для условий, когда слой разложения гидрата метана находится в непосредственной близости от поверхности дна.

Как было показано выше, на глубине 320 м гидраты метана разложились в слое осадков глубиной 7.2 м за 46 лет с 1958 г. по 2004 г. Выбрав на поверхности дна на глубине 320 м квадрат с размерами 1×1 м, получим, что за 46 лет гидрат метана разложился в объеме 7.2 м³. При объемном содержании гидрата метана в донных осадках 5%, разложилось 0.36 м³ гидрата или 327.6 кг, при этом выделилось $327.6/7 = 46.8$ кг метана или 65 520 л. Следовательно, поток метана из донных осадков в водный слой на этой глубине составил $3.9 \text{ л/м}^2 \cdot \text{сут} = 0.17 \text{ моль/м}^2 \cdot \text{сут} = 4.52 \cdot 10^{-5} \text{ л/м}^2 \cdot \text{с} = 4.52 \cdot 10^{-2} \text{ см}^3/\text{м}^2 \cdot \text{с}$. Этот поток эквивалентен эманиции с каждого 1 м² донных осадков в водный слой 3-х пузырьков метана с радиусом 2 мм за 2 секунды. Учитывая, что площадь охвата дна диаграммой направленности эхолотатора, на котором наблюдаются газовые факелы, обычно составляет величину порядка 3000 м², ежесекундно в объем водного слоя, ограниченный диаграммой направленности эхолотатора, попадает 4500 пузырьков, и этот поток пузырьков оказывается достаточным для обнаружения выхода метана из донных осадков в водный слой в виде газового факела.

Согласно [12], в результате эхолотных съемок, выполненных в квадрате 47–48.3° с.ш. и 141–142° в.д. в 2012–2014 гг., было обнаружено большое количество метановых факелов, и все они, за исключением нескольких факелов, расположены в узком диапазоне глубин: 300–330 м (рис. 11). Во многих случаях наблюдались газовые факелы в виде протяженных областей.

АНАЛИЗ ВЛИЯНИЯ МЕТАНА, ПОСТУПАЮЩЕГО В ВОДНЫЙ СЛОЙ ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА ИЗ РАЗЛАГАЮЩИХСЯ МЕТАНОВЫХ ГИДРАТОВ, НА ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ АКВАТОРИИ ПРОЛИВА

В предыдущем разделе рассчитан максимальный поток метана, который мог бы поступать из накопленных в донных осадках исследуемой акватории гидратов метана в водный слой, если бы поток газообразного метана из глубинных слоев

не являлся ограничивающим фактором в образовании гидрата метана. Однако предположение об избыточных для образования метановых гидратов потоках глубинного газообразного метана, поступающего в зону стабильности гидратов метана из более глубоких слоев, для рассматриваемого района, по-видимому, не справедливо, поскольку, как уже упоминалось выше, в результате эхолотной съемки пузырьковый перенос газа из осадков в водный слой наблюдался в указанном на рис. 11 квадрате только в узкой полосе глубин: 300–330 м.

Более вероятным представляется наличие циклов многократного (в зависимости от глубины) участия высвободившегося метана в образовании нового гидрата на меньшей глубине. В этом случае свободный метан, выделившийся из гидратов метана у нижней границы зоны устойчивости, по мере подъема к поверхности дна опять поглощается на некоторой глубине образующимся здесь гидратом метана и не попадает в водный слой. Учитывая это обстоятельство, наибольшую опасность для экологического состояния залива представляют наиболее мелко залегающие гидраты метана, при разложении которых освобождающийся метан практически сразу поступает в водный слой. К тому же скорость разложения гидрата метана возрастает с уменьшением глубины залегания (см. рис. 9). Если полученную выше оценку потока метана $P = 0.17 \text{ моль/м}^2 \cdot \text{сут} = 4.52 \cdot 10^{-5} \text{ л/м}^2 \cdot \text{с}$ из разлагающихся на глубине залива 320 м газовых гидратов в водный слой использовать для интервала глубин 300–330 м, в котором зафиксировано подавляющее большинство метановых факелов в районе исследований, то окажется, что этот поток в $5 \cdot 10^4$ раз превосходит максимальный поток метана из вод Татарского пролива в атмосферу, рассчитанный в [5]. Учитывая, что метан, выделяющийся из разлагающихся гидратов, поступает в водный слой в районе газовых факелов (см. рис. 11), можно утверждать, что это будет пузырьковый перенос метана, при котором он быстро достигнет верхних слоев воды. Этот поступивший в воду в виде пузырьков метан, растворяясь по мере всплытия, создает область с аномально высокой концентрацией метана в водном слое, из которой затем диффундирует в атмосферу. Основными выявленными к моменту написания данной работы источниками “метанового” загрязнения вод Татарского пролива являются метановые факелы, сосредоточенные в районе западного склона о. Сахалин, указанном на рис. 11. Ореол растекания загрязненного метаном вод из этого района исследован в работе [5], где также рассчитаны потоки метана из этих вод в атмосферу.

Принимая во внимание приливные течения в районе западного Сахалинского склона (до 40 см/с, согласно [7]), предположим, что этот метан преодолет водный слой (320 м) за сутки. При скорости окисления $150 \text{ нг (CH}_4\text{)/(л}\cdot\text{сут)} = 9.4 \text{ мкмоль/(м}^3\cdot\text{сут)}$ [3], за этот период в водной толще окислится $9.4 \text{ мкмоль/(м}^3\cdot\text{сут)} \cdot 320 \text{ м}^3 = 3 \cdot 10^{-3} \text{ моль метана}$, что составляет около 0.02 от суточного поступления. Из изложенного следует, что метан из разрушающихся под воздействием потепления вод метановых гидратов составляет основную часть от общего потока метана в атмосферу из исследованной акватории Татарского пролива.

ВЫВОДЫ

Представленные в данной работе результаты статистических оценок гидрологических параметров водного слоя и теплофизических расчетов в верхнем слое донных осадков, полученные для района Татарского пролива, в котором обнаружены гидраты метана, позволяют сделать следующие выводы.

1. Основной фактор, оказывающий влияние на состояние гидратов метана в этом районе, — многолетняя тенденция (тренд) увеличения температуры воды в Татарском проливе. Влияние изменчивости солености воды, уровня моря и сезонной изменчивости температуры придонного слоя воды на состояние гидратов метана, залегающих в донных осадках, несущественно.

2. Реакция метановых гидратов на процесс потепления воды может быть охарактеризована толщиной слоя разрушения гидрата метана в донных осадках, приходящейся на $0.1 \text{ }^\circ\text{C}$ повышения температуры воды. В исследованном районе Татарского пролива эта величина составляет $1.5\text{--}1.8 \text{ м}/0.1 \text{ }^\circ\text{C}$.

3. Источник “метановой” экологической опасности в восточной части Татарского пролива локализован в узкой полосе донных осадков, ограниченной глубинами 300–330 м, и в меридиональном направлении имеет протяженность около 150 км (см. рис. 11). Поток метана из донных осадков в водный слой в этой полосе составляет величину около $0.17 \text{ моль/м}^2\cdot\text{сут}$.

Благодарности

Авторы благодарят А.Н. Деркачеву, О.Ф. Верещагину и Н.А. Николаеву за предоставленные образцы донного грунта, отобранные в рейсе LV-62, и обсуждение результатов измерений, выполненных в этом рейсе.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (№ 14-05-00294) и программы “Дальний Восток” (№ 15-1-1-017).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 8. Японское море. Вып. 1. Гидрохимические условия / Под ред. А.С. Васильева, Ф.С. Терзиева, А.Н. Косарева. СПб.: Гидрометеоиздат. 2003. 398 с.
2. Жаров А.Э., Кириллова Г.Л., Маргулис Л.С. и др. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива. Владивосток: Дальнаука, 2004. 220 с.
3. Леин А.Ю., Иванов М.В. Биогеохимический цикл метана в океане. М.: Наука, 2009. 576 с.
4. Лучин В.А. Сезонная изменчивость температуры воды в деятельном слое дальневосточных морей // Дальневосточные моря России. Кн. 1: Океанологические исследования. М.: Наука, 2007. С. 232–252.
5. Мишукова Г.И., Мишуков В.Ф., Обжиров А.И., Пестрикова Н.Л., Верещагина О.Ф. Особенности распределения концентрации метана и его потоков на границе раздела вода-атмосфера на акватории Татарского пролива Японского моря // Метеорология и гидрология. 2015. № 6. С. 89–96.
6. Сергиенко В.И., Лобковский Л.И., Семилетов И.П., Дударев О.В. и др. Деграция подводной мерзлоты и разрушение гидратов шельфа морей восточной Арктики как возможная причина “метановой катастрофы”: некоторые результаты комплексных исследований 2011 года // ДАН. 2012. Т. 446. № 3. С. 330–335.
7. Яричин В.Г. Некоторые особенности горизонтального движения вод в Японском море к северу от 40° с.ш. Труды ДВНИИ, 1982. Вып. 96. С. 111–120.
8. Dickens G.R., Quinby-Hunt M.S. Methane hydrate stability in sea-water // Geophys. Res. Lett., 1994. 21: 2115–2118.
9. Ed Dlugokencky. NOAA/ESRL // www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends_ch4/
10. Ferre B., Mienert J., and Feseker T. Ocean temperature variability for the past 60 years on the Norwegian-Svalbard margin influences gashydrate stability on human time scales // J. Geoph. Res., 2012. V. 117. C10017. DOI: 10.1029/2012JC008300.
11. Itoh M. Warming of Intermediate Water in the Sea of Okhotsk since the 1950s // J. of Oceanography. 2007. V. 63. P. 637–641.
12. Jin Y.K., Minami H., Baranov B., Obzhirov A. Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project II, 2014, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 67, KOPRI Incheon, 2015. 121 p.
13. Kannberg P.K., Trehu A.M., Pierce S.D., Paull C.K., Caress D.W. Temporal variation of methane flares in the ocean above Hydrate Ridge, Oregon // Earth and Planetary Science Letters. 2013. V. 368. P. 33–42.
14. Kwon Y.-O., Kim K., Kim Y.-G., and Kim K.-R. Diagnosing long-term trends of the water mass properties

in the East Sea (Sea of Japan) // *Geophys. Res. Lett.*, 2004. 31, L20306, DOI:10.1029/2004GL020881.

REFERENCES

15. Lee M.W., and Collett T.S., 2006. Gas hydrate and free gas saturations estimated from velocity logs on Hydrate Ridge, offshore Oregon, USA. In Tréhu A.M., Bohrmann G., Torres M.E., and Colwell F.S. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 204: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1–25. DOI:10.2973/odp.proc.sr.204.103.2006.
16. Levitus S., Antonov J. and Boyer T.P. Warming of the world ocean, 1955–2003 // *Geophys. Res. Lett.*, 2005/ 32, L02604. DOI:10.1029/2004GL021592.
17. Luchin V., Kruts A., Sokolov O., Rostov V., Perunova T., Zolotukhin E., Pischalnik V., Romeiko L., Hramushin V., Shustin V., Udens Y., Baranova O., Smolyar I., Yarosh E. Climatic Atlas of the North Pacific Seas 2009: Bering Sea, Sea of Okhotsk, and Sea of Japan. V. Akulichev, Yu. Volkov, V. Sapozhnikov, S. Levitus, (Eds.), NOAA Atlas NESDIS67. U.S. Gov. Printing Office, Wash. D.C., 329 pp., CD- Disc.
18. Mascarelli A.L. A sleeping giant? // *Nat. Rep. Clim. Change*, 2009. № 3. P. 46–49. DOI:10.1038/climate.2009.24.
19. Milkov A.V., Sassen R., Novikova I., Mikhailov E. Gas Hydrates at Minimum Stability Water Depths in the Gulf of Mexico: Significance to Geohazard Assessment // *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 2000. V. L. P. 217–224.
20. Nakanowatari T., Ohshima K.I., and Wakatsuchi M. Warming and oxygen decrease of intermediate water in the northwestern North Pacific, originating from the Sea of Okhotsk, 1955–2004 // *Geophys. Res. Lett.*, 2007. 34, L04602. DOI: 10.1029/2006GL028243.
21. Reagan M.T., Moridis G.J. Dynamic response of oceanic hydrate deposits to ocean temperature change // *J. Geoph. Res.*, 2008. V. 113. C12023. DOI:10.1029/2008JC004938.
22. Shoji H., Jin Y.K., Baranov B., Nikolaeva N. and Obzhairov A. Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project II, 2013, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 62, June 19–July 6, 2013. Eds. H. Shoji, Y.K. Jin, B. Baranov, N. Nikolaeva and A. Obzhairov. Published by Environmental and Energy Resources Research Center, Kitami Institute of Technology, Feb. 2014.
23. Thatcher K.E., Westbrook G.K., Sarkar S., and Minshull T.A. Methane release from warming-induced hydrate dissociation in the West Svalbard continental margin: Timing, rates, and geological controls // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2013. V. 118. P. 22–38.
24. Torres M.E., McManus J., Hammond D.E., de Angelis M.A., Heeschen K.U., Colbert S.L., Tryon M.D., Brown K.M., Seuss E. Fluid and chemical fluxes in and out of sediments hosting methane hydrate deposits on Hydrate Ridge, OR, I: hydrologic provinces // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 201. P. 525–540.
25. Xu W., Lowel R., Peltzer E.T. Effect of sea floor temperature and pressure variations on methane flux from a gas hydrate layer: comparison between current and late Paleocene climate conditions // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106, N B1. P. 26413–26423.
1. *Gidrometeorologiya i gidrokimiya morei*. [Hydro-meteorology and hydrochemistry of seas. Vol. 8. Japan sea. Issue 1. Hydrochemical conditions]. Vasilev A.S., Terziev F.S., Kosarev A.N., Eds., St. Petersburg, Gidrometeoizdat Publ., 2003. 398 p. (in Russian).
2. Zharov, A.E., Kirillova, G.L., Margulis, L.S., et al. *Geologiya, geodinamika i perspektivy neftegazonosnosti osadochnykh basseinov Tatarskogo proliva*. [Geology, geodynamics and perspectives in oil and gas potential of the Strait of Tartary sedimentary basins]. Vladivostok, Dalnauka Publ., 2004. 220 p. (in Russian).
3. Lein, A. Yu., Ivanov, M.V. *Biogekhimicheskii tsykl metana v okeane*. [Biogeochemical cycle of methane in the Ocean]. Moscow, Nauka Publ., 2009. 576 p. (in Russian).
4. Luchin, V.A. Seasonal water temperature variability in an active layer of Far Eastern seas. *Dal'nevostochnye morya Rossii. Kn. 1. Okeanologicheskie issledovaniya* (Far Eastern Seas of Russia. Book 1. Oceanological Studies), Akulichev, V.A., et al., Eds., Moscow, Nauka Publ., 2007, pp. 232–252. (in Russian).
5. Mishukova, G.I., Mishukov, V.F., Obzhairov, A.I., Pestrikova, N.L., Vereshchagina, O.F. Peculiarities of the distribution of methane concentration and methane fluxes at the water-air interface in the Strait of Tartary of the Sea of Japan. *Meteorologiya i Gidrologiya*. [Meteorology and Hydrology]. 2015, vol. 6, pp. 89–96. (in Russian).
6. Sergienko, V.I., Lobkovskiy, L.I., Semiletov, I.P., Dudarev, O.V., et al. Underwater permafrost degradation and dissociation of gas hydrates on the shelf of eastern Arctic seas as a possible reason of “methane catastrophe”: some results of complex investigations in 2011. *Doklady Akademii Nauk*, 2012, vol. 446, no. 3, pp. 330–335. (in Russian).
7. Yarichin, V.G. Some features of horizontal water motion in the Sea of Japan to the north of 40° N, *Tr. DVNII*, 1982, no. 96, pp. 111–120. (in Russian).
8. Dickens, G. R., Quinby-Hunt, M.S. Methane hydrate stability in sea-water. *Geophys. Res. Lett.*, 1994, no. 21, pp. 2115–2118.
9. Ed Dlugokencky. NOAA/ESRL // www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends_ch4/
10. Ferre, B., Mienert, J., and Feseker, T. Ocean temperature variability for the past 60 years on the Norwegian-Svalbard margin influences gashydrate stability on human time scales. *J. Geoph. Res.*, 2012, vol. 117. C10017. DOI: 10.1029/2012JC008300.
11. Itoh, M. Warming of intermediate water in the Sea of Okhotsk since the 1950s. *J. of Oceanography*, 2007, vol. 63, pp. 637–641.
12. Jin, Y.K., Minami, H., Baranov, B., Obzhairov, A. Operation report of Sakhalin slope gas hydrate project II, 2014, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 67, KOPRI Incheon, 2015, 121 p.
13. Kannberg, P.K., Trehu, A.M., Pierce, S.D., Paull, C.K., Caress, D.W. Temporal variation of methane flares in the

- ocean above Hydrate Ridge, Oregon. *Earth and Planetary Science Letters*, 2013, vol. 368, pp. 33–42.
14. Kwon, Y.-O., Kim K., Kim Y.-G., and Kim K.-R. Diagnosing long-term trends of the water mass properties in the East Sea (Sea of Japan). *Geophys. Res. Lett.*, 2004, 31, L20306, DOI:10.1029/2004GL020881.
 15. Lee, M.W., and Collett, T.S. Gas hydrate and free gas saturations estimated from velocity logs on Hydrate Ridge, offshore Oregon, USA. In Tréhu, A.M., Bohrmann, G., Torres, M.E., and Colwell, F.S. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 204: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 2006, pp. 1–25. DOI:10.2973/odp.proc.sr.204.103.2006.
 16. Levitus, S., Antonov, J., Boyer, T.P. Warming of the world ocean, 1955–2003. *Geophys. Res. Lett.*, 2005/ 32, L02604. DOI:10.1029/2004GL021592.
 17. Luchin, V., Kruts A., Sokolov, O., et al. Climatic Atlas of the North Pacific Seas 2009: Bering Sea, Sea of Okhotsk, and Sea of Japan. V. Akulichev, Yu. Volkov, V. Sapozhnikov, S. Levitus, (Eds.), NOAA Atlas NESDIS67. U.S. Gov. Printing Office, Wash. D.C., 329 pp., CD- Disc.
 18. Mascarelli A.L. A sleeping giant? *Nat. Rep. Clim. Change*, 2009, no. 3, pp. 46–49. DOI:10.1038/climate.2009.24.
 19. Milkov, A.V., Sassen R., Novikova I., Mikhailov E. Gas hydrates at minimum stability water depths in the Gulf of Mexico: significance to geohazard assessment. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 2000, vol. L, pp. 217–224.
 20. Nakanowatari, T., Ohshima K.I., and Wakatsuchi M. Warming and oxygen decrease of intermediate water in the northwestern North Pacific, originating from the Sea of Okhotsk, 1955–2004. *Geophys. Res. Lett.*, 2007, no. 34, L04602. DOI: 10.1029/2006GL028243.
 21. Reagan, M.T., Moridis, G.J. Dynamic response of oceanic hydrate deposits to ocean temperature change. *J. Geoph. Res.*, 2008, vol. 113. C12023. DOI:10.1029/2008JC004938.
 22. Shoji, H., Jin, Y. K., Baranov, B., Nikolaeva, N. and Obzhairov, A. Operation report of Sakhalin slope gas hydrate Project II, 2013, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 62, June 19–July 6, 2013. Eds. H. Shoji, Y.K. Jin, B. Baranov, N. Nikolaeva and A. Obzhairov. Published by Environmental and Energy Resources Research Center, Kitami Institute of Technology, Feb. 2014.
 23. Thatcher, K.E., Westbrook, G.K., Sarkar, S., and Minshull, T.A. Methane release from warming-induced hydrate dissociation in the West Svalbard continental margin: Timing, rates, and geological controls. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2013, vol. 118, pp. 22–38.
 24. Torres, M.E., McManus, J., Hammond, D.E., et al. Fluid and chemical fluxes in and out of sediments hosting methane hydrate deposits on Hydrate Ridge, OR, I: hydrologic provinces. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002, vol. 201, pp. 525–540.
 25. Xu, W., Lowel, R., Peltzer, E.T. Effect of sea floor temperature and pressure variations on methane flux from a gas hydrate layer: comparison between current and late Paleocene climate conditions. *J. Geophys. Res.*, 2001, vol. 106, N B1, pp. 26413–26423.

ESTIMATION OF METHANE FLUX FROM BOTTOM SEDIMENTS TO WATER AS A RESULT OF METHANE HYDRATE DEGRADATION CAUSED BY WATER WARMING IN THE STRAIT OF TARTARY

B.A. Burov, V.A. Luchin, A.I. Obzhairov and A.A. Karnaukhov

*Il'ichev Pacific Oceanologic Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences,
ul. Baltiiskaya 43, Vladivostok, 690041 Russia
e-mail: burov@poi.dvo.ru*

The paper presents estimates of methane fluxes emanated to water because of methane hydrate dissociation induced by the trend to water warming in the Strait of Tartary. These estimates are based on the measured depth of methane hydrate occurrence in sediments, hydrological measurements made just after the cores with methane hydrates were lifted up, and calculated trends to water temperature variation in a number of water horizons in the Strait of Tartary, where methane hydrates were found. It is shown that methane, which is produced by the methane hydrate degradation, is the main source of anomaly high methane concentrations in water column and methane fluxes to the atmosphere in this region. The source of the methane ecological hazard in the eastern region of the Strait of Tartary is localized in the narrow band of bottom sediments within the depth interval of 300–330 m extending for about of 150 km in the longitudinal direction. The methane flux from the bottom sediments to the water layer in this zone is about 0.17 mol/m²day. The response of methane hydrate to sea water warming may be described as the thickness of sediment layer with dissociated methane hydrates which corresponding to 0.1 °C water temperature growth. In the Strait of Tartary area under research this characteristic has a value between 1.5 and 1.8 m/0.1 °C.

Key words: *methane hydrate stability zone; conditions of methane hydrate growth and dissociation; trend of sea water warming; heat flux.*