

А.В. Щербаков, В.В. Малахова

Математическое моделирование потока метана в атмосферу в результате разложения метангидратов Мирового океана

*Институт вычислительной математики и математической геофизики, г. Новосибирск
Югорский НИИ информационных технологий, г. Ханты-Мансийск*

Поступила в редакцию 30.11.2004 г.

Изучена возможная дестабилизация поддонных метангидратов Мирового океана под действием изменений температуры поверхности океана векового масштаба. Рассмотрено несколько сценариев потепления или похолодания поверхностных вод Мирового океана. Масштаб изменений температуры 1–1,5° за 50 лет. Клима- тическая модель термогидродинамики океана, дополненная уравнением теплопроводности для донного осадочного слоя и уравнением переноса растворенного метана, интегрируется на сроки от 2 000 до 8 000 лет. Моделируется перенос растворенного метана от погребенных метангидратов, расположенных на разной под- донной глубине от 100 до 300 м. В модели получены потоки метана в атмосферу, сопоставимые с имеющи- мися оценками, от 1,0 до 10 Тг в год в зависимости от сценария потепления. Время начала возможного раз- ложения метангидратов изменяется в зависимости от параметров сценария от 70 до 1 000 лет.

Современные представления о механизмах гло- бального потепления атмосферы в результате парни- кового эффекта отводят на долю метана 15% прирос- та средней температуры. Хотя это в четыре раза мень- ше аналогичной оценки для углекислого газа — 61%, тем не менее потенциальный вклад метана в измене- ние климата в 21 раз больше, чем потенциал CO₂. Газовые гидраты могут содержать на три порядка больше метана, чем содержится в современной атмо- сфере. Поскольку нарушения гидратных отложений, вызывающие утечку газа в атмосферу, могут быть причиной роста глобальных температур, газовые гидраты могут играть определенную роль в глобаль- ном изменении климата. Ожидаемое потепление климата в XXI в. может привести к смещению фа- зовых границ, распаду газогидратных форм и ано- мальным выбросам метана в атмосферу, способст- вующим усилению «парникового» эффекта.

В предыдущих работах авторов [1–3] рассмат- ривалась задача о возможных последствиях деста- билизации метангидратов, которые контактируют с придонной водой, под действием увеличения тем- пературы поверхности океана. Предполагалось, что метангидраты существуют на дне и материковом склоне всюду, где имеются термобарические условия их существования. Как только потепление от по- верхности океана достигает придонных вод и увели- чивает их температуру на определенную величину — допуск (tolerance, [4]), начинается дестабилизация метангидратов. В модели дестабилизация задается как увеличение концентрации метана в придонной расчетной точке.

Оказалось, что при этих предположениях время от начала нагревания поверхностных вод до начала возможной дестабилизации невелико, порядка не- скольких лет, поскольку в высоких широтах потеп- ление от поверхностных вод за счет конвективного

перемешивания быстро достигает придонных вод. Возможная дестабилизация газогидратов в разных сценарных экспериментах дает потоки метана в ат- мосферу порядка 3–14,5 Тг в год.

Данные о распределении океанских метангидра- тов показывают, что они, как правило, залегают в осадочном слое на поддонных глубинах порядка сотен метров. Поэтому для разложения метангидра- тов необходимо проникновение потепления не только до дна, но и в осадочный слой, что требует большего времени по сравнению со случаем метангидратов, кон- тактирующих непосредственно с водой. Количествен- ную и временную оценку возможного процесса раз- ложения метангидратов можно сделать с помощью математических моделей, которые описывают пере- распределение тепла в системе «атмосфера—океан—оса- дочный слой морского дна», опираясь на фактическую информацию о размещении залежей метангидратов.

Такая попытка и представлена в данной статье. Трехмерная квазигеострофическая модель динамики Мирового океана соединяется с моделью переноса тепла в донном слое осадков для изучения процесса распространения теплового сигнала в глубь океана и в осадочный слой. Эта же модель, дополненная урав- нением переноса растворенного метана, используется в сценарных численных экспериментах для оцен- ки количества метана, поступающего в атмосферу.

Данные о палеоклимате [5] говорят о том, что климатические изменения носят периодический харак- тер. Потепления сменяются похолоданиями, и пе- риоды этих колебаний изменяются от десятков до тысяч лет. Поэтому в статье рассмотрены сценарии изменения температуры поверхностных вод как с по- теплением, так и с похолоданием с периодом 100 лет.

Климатическое состояние океана было получе- но из трехмерной модели динамики Мирового океа- на, включающей сезонную изменчивость, с учетом

реальной топографии дна [6]. Задача решалась в полигональной области Мирового океана на 5-градусной широтно-долготной сетке от 72,5° ю.ш. до 87,5° с.ш. с 24 вертикальными уровнями до достижения квазистационарного состояния через время порядка нескольких тысяч лет [7].

Уравнения, описывающие климат океана, имеют вид

$$R_1 u + \ell v = -\frac{1}{\rho_0 \sin \theta} \frac{\partial P}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial z} v \frac{\partial u}{\partial z}; \quad (1)$$

$$-\ell u + R_1 v = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial \theta} + \frac{\partial}{\partial z} v \frac{\partial v}{\partial z}; \quad (2)$$

$$\frac{1}{a \sin \theta} \left(\frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial v \sin \theta}{\partial \theta} \right) + \frac{\partial w}{\partial z} = 0; \quad (3)$$

$$P = -g \rho_0 \zeta + g \int_0^z \rho dz; \quad (4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{u}{a \sin \theta} \frac{\partial T}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial T}{\partial \theta} + w \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{\mu}{a^2} \Delta T; \quad (5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{u}{a \sin \theta} \frac{\partial S}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial S}{\partial \theta} + w \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial S}{\partial z} + \frac{\mu}{a^2} \Delta S; \quad (6)$$

$$\rho = \rho_0 + 10^{-3} [0,802(S-35) - T(0,0735 + 0,00469T)]. \quad (7)$$

Граничные условия:

при $z = 0$:

$$v \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{\tau_\lambda}{\rho_0}, \quad v \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{\tau_\theta}{\rho_0};$$

$$w = 0; \quad T = T^*(t, \lambda, \theta, 0); \quad S = S^*(t, \lambda, \theta, 0); \quad (8)$$

при $z = H$:

$$v \frac{\partial u}{\partial z} = -R_2 \int_0^H u dz, \quad v \frac{\partial v}{\partial z} = -R_2 \int_0^H v dz;$$

$$w = \frac{u}{a \sin \theta} \frac{\partial H}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial H}{\partial \theta}; \quad k \frac{\partial T}{\partial z} = 0, \quad k \frac{\partial S}{\partial z} = 0. \quad (9)$$

На боковой поверхности Γ :

$$\mu \frac{\partial T}{\partial n} = 0; \quad \frac{\partial S}{\partial n} = 0; \quad u_n = 0. \quad (10)$$

В начальный момент времени $t = 0$:

$$T = T^*(\lambda, \theta, z), \quad S = S^*(\lambda, \theta, z). \quad (11)$$

Использованы следующие обозначения: u, v, w – компоненты вектора скорости по направлениям λ, θ, z , где λ – долгота, θ – широта и z направлена вертикально вниз; t – время; P – давление; ρ_0, ρ – среднее значение и аномалия плотности; $\zeta = \xi - P_{\text{атм}} / (g \rho_0)$ – приведенный уровень; $P_{\text{атм}}$ – атмосферное давление; $z = \xi(\lambda, \theta)$ – уравнение поверхности океана; $R_1 u, R_1 v$ – параметризация горизонтальной турбулентной вязкости; v – коэффициент вертикальной

турбулентной вязкости; k, μ – коэффициенты вертикальной и горизонтальной турбулентной диффузии тепла, соли и растворенного метана; $\ell = 2\omega \cos \theta$ – параметр Кориолиса; a, ω, g – радиус, угловая скорость и ускорение силы тяжести Земли;

$$\tau_\lambda(t, \lambda, \theta), \quad \tau_\theta(t, \lambda, \theta)$$

– известные напряжения трения ветра;

$$T^*(\lambda, \theta, z), \quad S^*(\lambda, \theta, z)$$

– рассчитанные трехмерные климатические поля температуры и солёности, которые были получены после интегрирования модели (1)–(7) до достижения квазистационарного состояния;

$$T^*(t, \lambda, \theta, 0), \quad S^*(t, \lambda, \theta, 0)$$

– заданные на поверхности океана сезонно изменяющиеся поверхностная температура и солёность; R_2 – коэффициент трения о дно; n – нормаль к поверхности Γ ; $H(\lambda, \theta)$ – рельеф дна океана.

Океанская модель дополняется одномерной моделью донного осадочного слоя толщиной $d = 1000$ м:

$$\frac{\partial T_S}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k_S \frac{\partial T_S}{\partial z}; \quad (12)$$

$$z = H: \quad T_S = T_{S,B}, \quad (13)$$

$$z = H + d: \quad k_S \frac{\partial T_S}{\partial z} = Q_t; \quad (14)$$

$$t = 0: \quad T_S = T_{S,C}(z), \quad (15)$$

где $k_S = 10^{-2}$ см/с – коэффициент температуропроводности осадочного слоя; $Q_t = 3^\circ/100$ м – геотермический поток тепла; $T_{S,C}(z)$ – решение стационарного уравнения (12) с климатической температурой $T_{S,B}$ из задачи (1)–(10).

Перенос растворенного метана описывается уравнением

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{u}{a \sin \theta} \frac{\partial C}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial C}{\partial \theta} + w \frac{\partial C}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial C}{\partial z} + \frac{\mu}{a^2} \Delta C \quad (16)$$

с граничными условиями:

$$z = 0: \quad C = C^*(\lambda, \theta, 0),$$

$$z = H: \quad k \frac{\partial C}{\partial z} = 0; \quad (17)$$

$$\text{на } \Gamma: \quad \mu \frac{\partial C}{\partial n} = 0.$$

Здесь C – концентрация растворенного метана, $C^*(\lambda, \theta, 0)$ – заданные значения концентраций метана на поверхности океана, которые изменяются зонально от 50 ppb в южных до 100 ppb в северных высокоширотных областях океана.

Было проведено несколько сценарных экспериментов. Каждый эксперимент начинался с одних и тех же начальных рассчитанных климатических полей. Как и ранее, предполагалось, что метангидраты существуют в осадочном слое всюду, где вы-

полняются термобарические условия их существования. В каждом эксперименте находилось время до начала дестабилизации метангидратов, определялось, какая часть дна содержит такие источники, находился диффузионный поток метана в атмосферу.

В эксперименте «Потепление» сезонно изменяющаяся температура поверхности океана всюду, за исключением полярных областей, которые весь год покрыты льдом, сначала линейно увеличивалась на $1,5^\circ$ за первые 50 лет эксперимента, а потом также линейно уменьшалась на $1,5^\circ$ до первоначальных значений тоже за 50 лет. Далее температура поверхности океана продолжала меняться в соответствии с сезонными климатическими данными. Тепловой сигнал от поверхности океана конвективным перемешиванием и течениями транспортировался в глубокий океан до придонных слоев. Далее, с помощью одномерного уравнения теплопроводности (16) с условиями (17) моделировалось увеличение температуры осадочного слоя по сравнению с начальными климатическими значениями. Как только это увеличение превышало некоторое допустимое значение — допуск (tolerance, [4]), которое являлось параметром сценария, например $dT_h = 0,01^\circ$, и происходило это на определенной поддонной глубине, например $H_h = 100$ м, на которой залегают метангидраты и которая также является параметром сценария, предполагалось, что начинается разложение метангидратов.

Это разложение поддерживает придонную концентрацию растворенного метана, равную 5 000 ppb. При этом считается, что высвободившийся при разложении метан полностью растворяется в морской воде. Полученное значение далее используется как граничное условие в этой точке дна для решения уравнения переноса метана вместо использовавшегося при получении климатических данных граничного условия с нулевым потоком метана. Таким образом, в модели «включается» источник метана. Если же далее в процессе эксперимента приращение тепла в осадочном слое на глубине залегания метангидратов станет меньше заданного параметра dT_h , то предполагается, что дестабилизация прекратилась

и источник «выключается». Это значит, что опять происходит обратная замена граничного условия для уравнения переноса метана от заданного значения 5 000 ppb на условие с нулевым потоком метана. Такой подход подтверждается измеренными данными о концентрации метана в океанских водах.

Так, по результатам измерений, проведенных в Охотском море [8], где найдены месторождения газогидратов метана, концентрация метана вблизи газового потока от разлагающихся метангидратов оказалась равной 20 000 ppb.

В эксперименте «Потепление — похолодание» сезонно изменяющаяся температура поверхности океана сначала на протяжении первых 100 лет изменяется так же, как и в эксперименте «Потепление», а в следующие 100 лет происходило похолодание. При этом поверхностная температура сначала уменьшается со скоростью $1,5^\circ$ за 50 лет и потом вновь увеличивается с той же скоростью до первоначальных сезонных климатических значений, после чего температура поверхности океана снова продолжает изменяться в соответствии с сезонными климатическими данными.

Оказалось, что модель глобального океанского климата сильнее и дольше реагирует на похолодание поверхностных вод, чем на потепление [9]. Так, в эксперименте «Потепление» модели климата океана понадобилось около 700 лет, чтобы вернуться в первоначальное состояние, а в эксперименте «Потепление — похолодание» значительно больше, порядка 1 700 лет.

Соответственно реагирует и модель метана с осадочным донным слоем (рис. 1 и таблица). Время до начала дестабилизации в обоих экспериментах составляет 76 лет при допустимом температурном приращении $dT_h = 0,01^\circ$, глубине залегания метангидратов $H_h = 100$ м в Южном и Ледовитом океанах и $H_h = 200$ м в остальных океанах. Поток метана в атмосферу достиг максимального значения 2,5 Тг/год через 438 лет от начала эксперимента «Потепление» и значения 9,1 Тг/год через 1 715 лет от начала эксперимента «Потепление — похолодание 1». Соответственно в случае «Потепления» источники

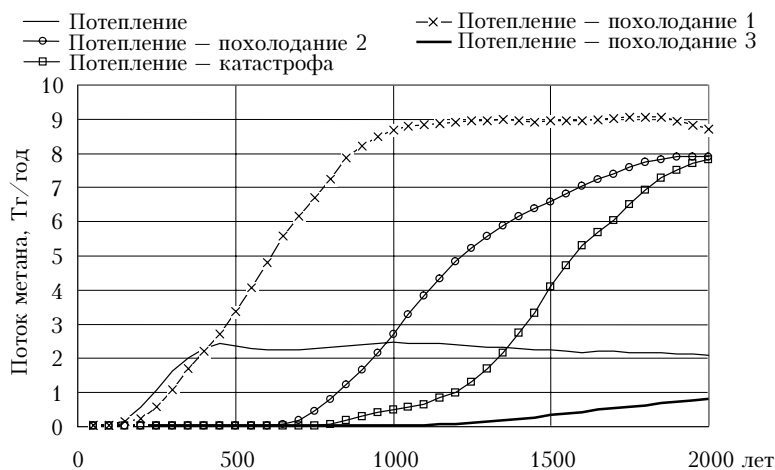


Рис. 1. Поток метана из океана в атмосферу в результате дестабилизации метангидратов, Тг/год

Сравнение параметров дестабилизации поддонных метангидратов в экспериментах

Эксперимент	Продолжительность эксперимента, лет	Время начала дестабилизации, лет	Максимальный поток метана, Тг/год	Время достижения максимального потока, лет	Максимальная концентрация метана, ppb	Время достижения максимальной концентрации	Максимальная часть дна, занятая разлагающимися гидратами, %	Время достижения максимума площади, лет
«Потепление»	2000	76	2,5	438	595	908	6,2	305
«Потепление – похолодание 1»	4000	76	9,1	1715	2055	1307	37,4	732
«Потепление – похолодание 2»	2000	560	7,92	2000	1880	1783	18,9	1600
«Потепление – похолодание 3»	8000	974	1	2402	290	2324	2	2014
«Потепление – катастрофа»	5000	717	10	4817	2172	5000	41,5	4997

«включились» на площади не более 6% дна океана и обеспечили максимум средней концентрации растворенного метана 595 ppb через 908 лет, тогда как в эксперименте «Потепление – похолодание 1» источники «включились» на площади более 37% дна океана и обеспечили максимум средней концентрации растворенного метана 2 055 ppb через 1 307 лет.

Если увеличить глубину залегания метангидратов H_g до 300 м в эксперименте «Похолодание – потепление 2», то в этом случае дестабилизация начинается уже через 560 лет от начала эксперимента, источники «включаются» на площади менее 19% дна и обеспечивают максимум средней концентрации растворенного метана 1 880 ppb через 1783 года. Максимальный поток метана в атмосферу достигает 7,9 Тг/год только через 2 000 лет.

Если в дополнение к $H_h = 300$ м в этом же эксперименте «Потепление – похолодание 3» увеличить допустимое приращение температуры dT_h до $0,1^\circ$, то дестабилизация начнется только через 974 года, максимальный поток метана будет всего

лишь 1 Тг/год через 2 400 лет, источники включатся только на 2% океанского дна, а максимальная средняя концентрация метана будет всего 290 ppb.

В последнем эксперименте изменен сценарий потепления, предполагаются мгновенное катастрофическое увеличение температуры поверхностных вод океана на 3° и дальнейшее установление такого температурного режима. Остальные параметры такие же, как в предыдущем эксперименте: $H_h = 300$ м; $dT_h = 0,1^\circ$. Процесс дестабилизации метангидратов начался через 717 лет, что привело к постепенному росту потока метана в атмосферу на протяжении всего эксперимента. Поток метана составил 8 Тг/год через 2 100 лет и за время интегрирования до 5 000 лет увеличился до 10 Тг/год.

Анализ рассчитанных концентраций растворенного метана в океане (рис. 2 и 3) показывает, что в первую очередь после начала потепления дестабилизируются метангидраты, расположенные на глубине до 1000 м в высоких широтах в Гренландском море и вблизи берегов Северной Америки, у побережья Антарктиды и в Арктическом бассейне.

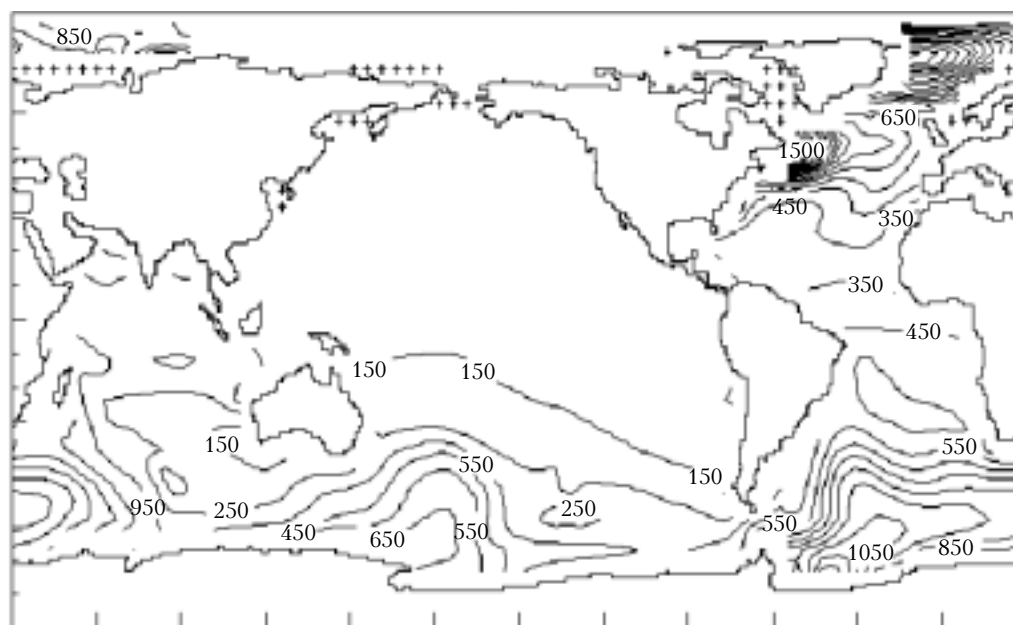


Рис. 2. Распределение растворенного метана (ppb) в океане на глубине 500 м в эксперименте «Потепление» через 400 лет модельного времени

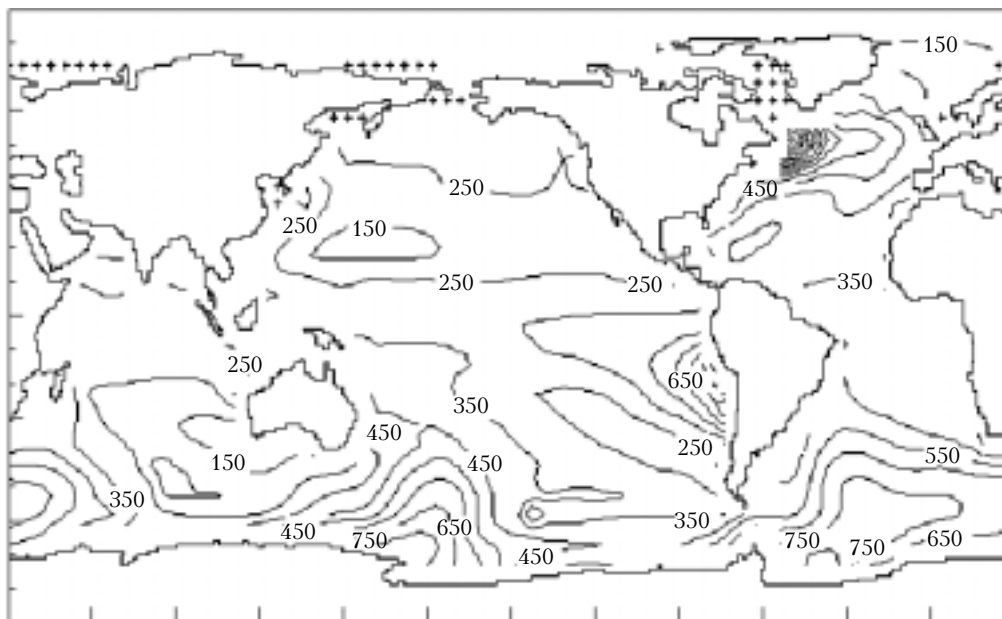


Рис. 3. Распределение растворенного метана (ppb) в океане на глубине 500 м в эксперименте «Потепление – похолодание» через 1 000 лет модельного времени

Проведенные эксперименты с длительным временем интегрирования показали, что относительно кратковременное возмущение температуры поверхности океана векового масштаба может привести к длительному, на период до 5 000 лет, насыщению вод Мирового океана растворенным метаном.

В целом результаты экспериментов дают разумное совпадение по потокам метана и времени начала дестабилизации с имеющимися оценками [10].

Работа выполнена при поддержке по Интегральному гранту СО РАН № 147 «Природные и синтетические газовые гидраты».

1. Scherbakov A.V., Malakhova V.V. Numerical model of methane transport by the ocean current // Bull. Novosib. Comput. Cent. Ser. Numer. Model. Atmos., Ocean and Environ. Stud. 1996. N 4. P. 69–82.
2. Scherbakov A.V., Malakhova V.V. Mathematical simulation of methane inflow into the atmosphere from decomposed subbottom methane hydrates // Bull. Novosib. Comput. Cent. Ser. Numer. Model. Atmos., Ocean and Environ. Stud. 1998. N 3. P. 77–82.
3. Scherbakov A.V., Malakhova V.V. Mathematical simulation of the methane inflow into the atmosphere from the ocean methanhydrates // Bull. Novosib. Comput. Cent. Ser. Numer. Model. Atmos., Ocean and Environ. Stud. 2000. N 5. P. 63–68.

4. Hatzikiriakos S.G., Englezos P. The relationship between global warming and methane gas hydrates in the earth // Chem. Engineer. Sci. 1993. V. 48. N 23. P. 3963–3969.
5. Котляков В.М. Скважина на станции Восток рассказывает о прошлом климате Земли // ГНТП Глобальные изменения природной среды и климата: Избр. науч. тр. М., 1997. С. 281–291.
6. Щербakov А.В., Малахова В.В., Анцыз Е.Н. Численная модель Мирового океана с учетом Ледовитого океана. Препр. / ВЦ СО АН СССР. 1997. № 1106. 29 с.
7. Scherbakov A.V., Malakhova V.V. On the deep water formation in the World Ocean model // Bull. Novosib. Comput. Cent. Ser. Numer. Model. Atmos., Ocean and Environ. Stud. 2000. N 6. P. 73–78.
8. Obzhirov A., Suess E., Salyuk A., Biebow N., Lammer S., Vereshagina O., Shakirov R., Druzhinin V. Methane Flares of the Ohkotsk Sea // Abstracts book of VI International conference on «Gas in marine sediments». St. Peterburg, 2000. P. 104.
9. Щербakov А.В., Малахова В.В. Моделирование реакции океана на потепление и похолодание поверхностных вод // Тр. Междунар. конф. RDAMM-2001 «Вычислительные технологии». Спец. выпуск на CD-ROM. Т. 6. № 2. С. 714–718.
10. Kvenvolden K.A. Gas hydrates-geological perspective and global change // Rev. Geophys. 1993. V. 31. N 2. P. 173–187.

A.V. Scherbakov, V.V. Malakhova. Mathematical simulation of methane flux into the atmosphere as a result of decomposition of methane hydrates of the World Ocean.

The possibility of methane hydrate decomposition due to global climate changes is investigated by using the world ocean model. It is supposed that the temperature of the ocean surface rises by 1.5 degree during 50 years and then decreases by 1.5 degree. The climatic model of the ocean is integrated for the period of 2000–8000 years and simulates penetrations of warming from the surface deep into the ocean. A three-dimensional equation of transport of dissolved methane from sources buried under the bottom at a depth from 100 to 300 m is simultaneously solved. The flux of methane into the atmosphere has reached from 1.0 Tg to 10 Tg/year, depending on warming scenarios. The time of beginning of possible methane hydrate decomposition varies from 70 to 1 000 years depending on scenario parameters.