

УДК 550.361+550.362

© А. Я. Гольмшток*

Институт океанологии им П.П. Ширшова РАН, 117997, Нахимовский пр., д. 36, г. Москва, Россия

*E-mail: golmshtok@gmail.com

РАЗЛОЖЕНИЕ ГАЗОВЫХ ГИДРАТОВ В ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ ОЗЕРА БАЙКАЛ, ВЫЗВАННОЕ ИЗМЕНЕНИЕМ ТЕМПЕРАТУРЫ ЕГО ВОДЫ В ГОЛОЦЕНЕ

Статья поступила в редакцию 06.04.2020, после доработки 28.04.2020

Исследуется изменение термобарического режима слоя гидратсодержащих отложений, вызванное повышением температуры придонной воды в озере Байкал в эпоху голоцена. Исследование выполняется путем решения задачи о фазовом переходе гидрат метана — метан-газ + вода. Показано, что газ, выделяющийся при диссоциации гидратов метана в пористой среде, чья исходная проницаемость типична для верхних слоев осадочного чехла на озере Байкале, не создает аномально высокого давления и успевает эффективно отфильтровываться из зоны разложения. В этом случае задача о фазовом переходе становится чисто тепловой. Ее численное решение позволяет легко оценивать смещения фазовой границы при повышении температуры воды в озере, а следовательно, и массу свободного газа, выделившегося при этом из гидрата. Результаты такого решения с использованием данных о глубине озера и мощности гидратсодержащего слоя во многих пунктах Южной и Центральной впадин озера показали, что величина удельной массы выделившегося газа, приходящейся на единичную площадь озера, изменяется от примерно 50 до 110 кг/м². Минимальные значения соответствуют максимальным как глубинам озера, так и мощностям гидратсодержащего слоя. Максимальные значения, напротив, соответствуют участкам с минимально возможными глубинами озера при минимальных там мощностях слоя с гидратами. Построены карты распределения таких масс. Общее количество метана, выделившегося в голоцене в осадках озера из газогидратов, оценивается приблизительно в 500 млн т (примерно 800 млрд м³ при нормальных условиях на поверхности). Это значение получено путем интегрирования вычисленных масс по площади двух областей в Южной и Центральной впадинах и последующей экстраполяции результатов на всю акваторию этих впадин (в осадках Северной впадины газогидраты отсутствуют).

Ключевые слова: задача о фазовом переходе, газогидраты, озеро Байкал, голоцен, температура воды.

© А. Я. Golmshtok

Shirshov Institute of Oceanology RAS, 117997, Nahimovsky Pr., 36, Moscow, Russia

*E-mail: golmshtok@gmail.com

GAS HYDRATES DECOMPOSITION IN SEDIMENTARY COVER OF LAKE BAIKAL CAUSED BY ITS WATER TEMPERATURE CHANGE IN THE HOLOCENE

Received 06.04.2020, in final form 28.04.2020

The change of thermobaric regime of the hydrate-bearing sediment layer caused by an increase in the near bottom water's temperature in Lake Baikal during the Holocene is investigated by solving the methane hydrate — free gas + water phase transition problem. It was demonstrated that the gas released during the methane hydrates dissociation does not create an abnormal pore pressure and efficiently migrates out from the decomposition zone provided that the primary permeability value of the porous medium is typical for the upper layers of the sedimentary cover in Lake Baikal. The phase transition problem becomes a purely thermal one. Its numerical solution makes it easy to estimate the phase boundary displacement with increasing water temperature in the lake, and hence the mass of free gas released from the hydrate. The specific mass of the released gas per unit area of the lake ranges from 50 to 110 kg/m², as shown by the results of such a numerical solution using data on both the lake's depth and the hydrate-bearing layer thickness obtained from many points in the Southern and Central Basins of the lake. The minimum values correspond to the maximum water depths at the same time with the maximum thicknesses of the hydrate-bearing layer. On the contrary, the maximum values correspond to minima. Distribution maps of gas mass have been constructed. The total amount of

Ссылка для цитирования: Гольмшток А.Я. Разложение газовых гидратов в осадочном чехле озера Байкал, вызванное изменением температуры его воды в голоцене // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2020. Т. 13, № 4. С. 87–99. doi: 10.7868/S2073667320040085

For citation: Golmshtok A. Ya. Gas Hydrates Decomposition in Sedimentary Cover of Lake Baikal Caused by Its Water Temperature Change in the Holocene. *Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika*. 2020, 13, 4, 87–99. doi: 10.7868/S2073667320040085

methane released in the Holocene from gas hydrates is estimated at approximately 500 million tons (about 800 billion cubic meters under normal surface conditions). This value is obtained by integrating the calculated masses over the area of two regions in the Southern and Central Basins and subsequent extrapolation of the results to the entire their water area (there are no gas hydrates in the sediments of the Northern Basin).

Key words: phase transition problem, gas hydrates, Lake Baikal, Holocene, water temperature.

1. Введение

В то время как заметные колебания температуры придонной воды в океанах вблизи побережий связаны, как правило, с резкими изменениями режима термохалинной циркуляции при продвижении и отступлении границы полярных льдов, сковывающих водную поверхность в течение, например, холодных стадиялов и теплых интерстадиялов, температурные возмущения на дне озера Байкал не обязаны меридиональному перемещению водных масс. Они обусловлены разнообразными климатическими изменениями в районах прибайкалья, приводящими преимущественно к вертикальному водообмену в озере. Механизм вертикального водообмена на Байкале на сегодня до конца не выяснен. Относительно него существует несколько точек зрения [1].

Так, в частности, предполагается, что на северо-восточном побережье действовал особый тип оледенения, при котором огромные предгорные ледниковые щиты спускались в озеро до изобат 200–300 м и иногда образовывали крупные айсберги [2].

Предполагается также, что ледник непосредственно воздействовал на Байкал, периодически превращая его в «подледное озеро» [3]. Однако этому противоречит наличие в озере разнообразной байкальской фауны и флоры, неспособной выжить в длительных (несколько тыс. лет) непрерывных подледных условиях [1].

В любом случае температура в озере в эпоху оледенения была существенно ниже современной. Так, если в настоящее время температура воды у поверхности озера летом составляет $T_w = 8.2$ °С в Южной впадине и $T_w = 7.5$ °С в Центральной, то в период оледенения она была равна $T_w = 3.7$ °С и $T_w = 2.2$ °С, соответственно [4]. Установлено, что во время последнего оледенения, продолжительность ледостава была почти на два месяца больше по сравнению с современными условиями. Толщина льда в холодный период достигала 140–160 см (сейчас 70–80 см) [1].

Максимальный возраст любого водного слоя в озере сегодня не превышает 20 лет, а холодный придонный слой формируется за счет поставки реками весенней талой воды [5]. При отступлении ледника в начале голоцена в озеро поступало большое количество более холодной, чем сегодня, талой воды, формировавшей мощный придонный слой. Затем вертикальный водообмен в озере, по-видимому, восстановился, и температура дна повысилась до сегодняшнего значения. Такое отличие температур этих вод определяется, в первую очередь, продолжительностью и механизмом их транспортировки.

В настоящий момент нет точных данных о температуре придонной воды в ледниковую эпоху. Очевидно, что она была меньше современной. Повышение температуры придонной воды в голоцене не должно было быть значительным, поскольку, как указывалось, придонный слой, как во время оледенения, так и сегодня формируется за счет талой воды. Примем для определенности что в голоцене такая температура повысилась на $\Delta T = 1$ К.

Методом многоканального сейсмического профилирования в осадочном слое под дном озера Байкал (впервые в мировой практике в пресноводном водоеме) были обнаружены кажущиеся сейсмические границы (BSR, «bottom simulating reflector») [6, 7], являющиеся практически бесспорным признаком наличия газовых гидратов в осадочном покрове и по РТ-условиям соответствующие нижней границе зоны стабильности гидратов метана [8].

Было установлено, что BSR присутствует в Южной и Центральной впадинах Байкала во всех областях, где глубина озера превосходит 500–700 м и уже на дне имеются условия стабильности гидрата метана [9]. Поэтому можно полагать, что газовые гидраты равномерно распределены в порах осадка между подошвой зоны стабильности (BSR) и дном. Таким образом, мощность гидратсодержащего слоя осадков (h_{BSR}) численно совпадает с глубиной BSR, измеренной относительно дна и изменяющейся от ~40 до ~450 м.

Наличие газовых гидратов в осадках Южной и Центральной впадин озера Байкал объясняется действием здесь сдвиговых разломов, в местах существенного искривления которых должны возникать локальные зоны сжатия или растяжения, способствующие перемещению (фильтрации) больших масс воды с метаном по латерали и вверх в зоны стабильности газовых гидратов [10]. В Северной впадине ни сдвиговые разломы, ни газовые гидраты (BSR) не фиксируются.

Нижняя граница зоны стабильности газогидратов является фазовой границей. Выше неё осадки могут быть частично сцементированы газогидратами, заполняющими вместе с водой поровое пространство породы, в то время как ниже может располагаться осадочный слой, в порах которого помимо воды присутствует свободный газ-метан. Это свойство границы наглядно проявляется на разрезах сейсмического профилирования, часто фиксирующего ее в виде упомянутой отражающей границы BSR, идущей, в целом, параллельно дну и секущей «нормальные» сейсмические границы, обремененные литологическим различиям контактирующих слоев. Характерной особенностью BSR является отрицательный и большой по абсолютной величине коэффициент отражения от нее, так как выше располагается относительно высокоскоростной слой, как указывалось, возможно частично сцементированных осадков, тогда как ниже — низкоскоростной слой, содержащий свободный газ. Это проявляется в обращении фазы отраженного сигнала по сравнению с «нормальными» сейсмическими границами, на которых скачок акустической жесткости всегда положителен, так как плотность несцементированных осадков и скорость распространения сейсмических колебаний в них растут с глубиной.

По результатам многоканального профилирования были построены карты мощности гидратсодержащих осадков (с учетом вышеприведенного предположения) для Южной и Центральной впадин [6, 7]. Карты построены только для областей, где имелась достаточно густая сетка сейсмических профилей. За пределами этих областей BSR уверенно прослеживается на профилях вдоль оси озера (практически по всей её длине) в Южной и Центральной впадинах.

Наличие газовых гидратов, предсказанное по результатам сейсмических исследований, было позднее подтверждено глубоководным бурением в Южной впадине в 1997 году в рамках реализации международного проекта «Байкал-бурение» [11]. Кроме того, в ряде мест разгрузки флюидов (очаги разгрузки, в том числе грязевые вулканы, обнаружены с помощью локатора бокового обзора) путем пробоотбора на дне озера были выявлены поверхностные скопления гидратов метана [12]. Эти скопления затем исследовались с помощью глубоководных обитаемых аппаратов «Мир» [13]. В ходе погружений с аппаратами «Мир» сделаны уникальные находки чистого, прозрачного гидрата на поверхности дна озера как в Центральной, так и в Южной впадинах, слагающего подводные холмы высотой в несколько метров, а также обнаруживаемые на крутых склонах рельефа слои прозрачного гидрата.

Гидраты метана рассматриваются как потенциальный источник энергии недалекого будущего, что означает необходимость глубокого и всестороннего изучения условий их образования и накопления. Помимо этого, важность подобных исследований обусловлена и тем, что при увеличении температуры осадков, содержащих газогидраты, условия стабильности клатратов могут быть нарушены, в результате чего нижняя граница этой зоны начнет смещаться вверх, а находившиеся здесь газогидраты будут диссоциировать.

Диссоциация газогидратов сопровождается выделением свободного газа, накапливающегося непосредственно ниже границы области стабильности. Этот процесс приводит к аномально высокой пористости на соответствующей глубине [8]. Проницаемость слабо консолидированных осадков растет быстрее пористости (в первом приближении пропорционально третьей степени пористости [14]). Таким образом, дестабилизация газогидратов ведет к существенному ухудшению прочностных свойств осадочных образований в зоне диссоциации и, как следствие, к гигантским оползням на континентальном склоне, просадкам грунта и обрушениям склона, создающим угрозы близлежащим искусственным сооружениям. Примеры таких явлений обнаружены во многих районах Мирового океана [8]. Образовавшийся свободный метан-газ при наличии соответствующих путей может покидать осадочный покров, проходить через воду, воздействуя на живые организмы в озере, и выходя из нее, проникать в верхние слои атмосферы, усиливая парниковый эффект.

Из сказанного следует, что оценка последствий разложения гидратов метана, вызванного изменением температуры придонной воды в голоцене, может представлять научный и практический интерес. Этому и посвящена настоящая работа.

2. Свойства среды и основные уравнения

При достаточном повышении температуры или при понижении давления в среде, содержащей газогидраты, последние начинают разлагаться на газ и воду. Массовые доли воды и газа в гидрате метана равны $\gamma_w = 0.87$ и $\gamma_g = 0.13$, соответственно [15]. Выделяющаяся из гидрата вода, которую будем считать несжимаемой, ведет себя пассивно, заполняя необходимую ей часть порового пространства, освобожденного после диссоциации газогидрата. В то же время выделяющийся метан-газ, имеющий заметную массу, занимает оставшуюся ему весьма небольшую часть объема пор. Другими словами, его плотность может значительно

возрасти по сравнению с бывшей до разложения гидрата, что в соответствии с законом газового состояния сильно повысит поровое давление. Под действием этого избыточного давления газ начинает интенсивно отфильтровываться из зоны разложения гидрата. Уход газа должен приводить к движению поровой воды и изменению водо- и газонасыщенности порового пространства. Растворимость газа в воде учитывать не будем, поскольку влияние этого процесса на движение как газа, так и воды незначительно в рассматриваемых условиях [10, 16].

Будем считать, что непосредственно ниже дна в связанном поровом пространстве слоя толщиной H равномерно распределены гидраты метана, причем их объемная доля в порах составляет δ_h . В начальный момент $t = 0$ в воде и небольшом количестве метана-газа, заполняющим свободное от гидрата пространство пор, действует гидростатическое давление. В последующие моменты газ начинает фильтроваться от подошвы вверх, тогда как вода, заполняя освободившееся от газа небольшое пространство, оставаясь малоподвижной, находится в состоянии, близком к гидростатическому равновесию. После теплового воздействия на слой гидраты могут разлагаться с выделением значительных масс свободного метана-газа. При этом в области разложения давление газа может, как говорилось выше, существенно возрасти, что приводит к его интенсивному уходу из этой зоны. Величина аномального давления газа определяется проницаемостью среды для газа, величиной теплового воздействия, гидратонасыщенностью и скоростью нарастания температуры в области с гидратами в порах [10, 16].

Ниже гидратсодержащего слоя поры осадка полностью заполнены только водой.

Поместим начало декартовых координат на поверхность гидратсодержащего слоя. Ось z направим вверх.

В одномерном случае изменение давления в газовой и водной фазах (p_g и p_w), заполняющих свободное от гидрата поровое пространство осадка, а также изменение температуры T среды описываются следующими уравнениями, вытекающими из законов сохранения массы газа и энергии в среде [17, 18]:

$$\rho_g \frac{\beta_g}{p_g} \frac{\partial p_g}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z} \left(-\rho_g \frac{\kappa_g^{(e)}}{\mu_g} \frac{\partial p_g}{\partial z} \right) = \rho_g \phi \left\{ \frac{\beta_g}{T} + \delta_h \left[\gamma_g \frac{\rho_h}{\rho_g} + \gamma_w \frac{\rho_h}{\rho_w} - 1 \right] \delta (T - T_{ph}) \right\} \frac{\partial T}{\partial t}, \quad (1)$$

$$\rho_w \beta_w \left(\frac{\phi}{K_w} + \frac{\bar{\alpha} - \phi}{K_s} \right) \frac{\partial p_w}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z} \left[-\rho_w \frac{\kappa_w^{(e)}}{\mu_w} \left(\frac{\partial p_w}{\partial z} + \rho_w g \right) \right] = 0, \quad (2)$$

$$\left[\bar{\rho} C + L \rho_h \phi \delta_h \delta (T - T_{ph}) \right] \frac{\partial T}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_e \frac{\partial T}{\partial z} \right) = 0. \quad (3)$$

Давления p_g и p_w в менее смачивающей минеральный скелет газовой и смачивающей водной фазах отличаются в поровых каналах на величину капиллярного давления P_k , зависящего от насыщенности s_w [19]. Другими словами,

$$p_g - p_w = P_k(s_w) \quad (4)$$

при $P_k(s_w) = \alpha \sqrt{\phi_e} \cos \Theta_0 J(s_w) / \sqrt{\kappa_w^{(e)}}$, где $J(s_w)$ — монотонно убывающая с ростом водонасыщенности функция Лаверетта, определяемая экспериментально для каждого типа осадочных пород; $\phi_e = [(1 - \delta_h) + \delta_h \sigma (T - T_{ph})] \phi$ — эффективная пористость; α — межфазное поверхностное натяжение в Н/м; угол Θ_0 — интегральная характеристика смачиваемости в системе пористая среда — жидкость [19].

Изменение пористости происходит за счет изменения среднего давления \bar{p} , которое равно $\bar{p} = p_w s_w + p_g s_g = p_w + P_k(s_w)(1 - s_w)$ [19]. Однако, так как капиллярное давление в сильно водонасыщенных придонных осадках, типичных для нахождения там газовых гидратов, не превосходит первых кПа, а гидростатическое давление здесь обычно близко к 10 МПа или выше, будем считать, что пористость ϕ является функцией только p_w . Учитывая также, что в эффективном поровом пространстве газонасыщенность относительно невелика, при определении характера изменения пористости с давлением будем полагать, что все свободное поровое пространство заполнено только водой.

В уравнения (1)–(4) входят следующие функции и параметры: $K_s \approx 4 \cdot 10^{10}$ Па и $K_w = 2.2 \cdot 10^9$ Па — модули всестороннего сжатия минерального вещества скелета и воды, а $\bar{\alpha}$ — коэффициент Био (для слабоуплотненных терригенных осадков $\bar{\alpha} \approx 0.75$ [20]); $\bar{\rho} C$ — объемная теплоемкость осадка без учета скачка энтальпии при диссоциации гидрата, в пренебрежении вкладом газа, ввиду его относительно небольших плотности и насыщенности, равная

$$\bar{\rho} C = (1 - \phi) \rho_{sk} C_{sk} + \left[\rho_h C_h \delta_h + (1 - \delta_h) s_w^0 \rho_w C_w \right] \phi + (\gamma_w C_w - C_h) \phi \rho_h \delta_h \sigma (T - T_{ph}); \quad (5)$$

$\delta(x)$ — дельта-функция Дирака; $\sigma(x)$ — функция единичного скачка или функция Хевисайда; $T_{ph} = T_{ph}(p_w)$ — равновесная температура (температура фазового перехода) при давлении p_w ; $\rho_w = 1000$, $\rho_{sk} = 2670$, $\rho_h = 913$ — плотности воды, минерального скелета осадка и гидрата метана в кг/м³, а $C_w = 4187$, $C_{sk} = 1000$, $C_h = 2080$ — их теплоемкости в Дж/(кг·К); $L = 430$ кДж/кг — скрытая теплота кристаллизации (диссоциации) гидрата метана [8, 21]; $\phi = 0.6$ — пористость; $\kappa_g^{(e)}$ и $\kappa_w^{(e)}$ — эффективные проницаемости среды для газа и воды, для которых имеем [22–24]:

$$\kappa_g^{(e)} = \kappa_0 \frac{(\phi\beta_g)^3}{(1-\phi\beta_g)^2} (1+3s_w), \quad (6)$$

$$\kappa_w^{(e)} = \kappa_0 \frac{(\phi\beta_w)^3}{(1-\phi\beta_w)^2}, \quad (7)$$

где: κ_0 — исходная проницаемость в м²; s_w — насыщенность водой порового пространства, свободного от гидрата, равная [17]

$$s_w = s_w^0 + \left(\gamma_w \frac{\rho_h}{\rho_w} - s_w^0 \right) \delta_h \sigma(T - T_{ph}), \quad (8)$$

s_w^0 и $s_g^0 = 1 - s_w^0$ — насыщенности этого пространства водой и газом при $T < T_{ph}$; β_g и β_w — доли газа и воды в порах осадка, равные [17]

$$\beta_g = (1 - \delta_h) s_g^0 + \left(1 - \gamma_w \frac{\rho_h}{\rho_w} \right) \delta_h \sigma(T - T_{ph}); \quad (9)$$

$$\beta_w = (1 - \delta_h) s_w^0 + \gamma_w \frac{\rho_h}{\rho_w} \delta_h \sigma(T - T_{ph}), \quad (10)$$

$\mu_g = 10^{-5}$ и $\mu_w = 10^{-3}$ — динамические вязкости метана-газа и воды в Па·с; λ_e — эффективная теплопроводность среды, с учетом ее малых отличий до и после разложения гидрата метана в условиях небольших глубин подошвы гидратсодержащего слоя принимаемая здесь везде постоянной $\lambda_e = \lambda = 1.2$ Вт/(м·К); ρ_g — плотность метана-газа, в соответствии с законом газового состояния равная:

$$\rho_g = \frac{p_g}{Z_g R_g T}, \quad (11)$$

где: $R_g = 519.65$ Дж/(кг·К) — газовая постоянная для метана; $Z_g = Z_g(p, T)$ — коэффициент сверхсжимаемости метана, принимаемый здесь равным $Z_g = 1$.

Объемные теплоемкости $\overline{\rho C}$ в выражении (5) до и после разложения гидрата метана отличаются незначительно. Поэтому, так же, как в случае с теплопроводностью, будем считать объемную теплоемкость постоянной. Для определенности, с относительной погрешностью не более 1.2 % примем ее величину, равную средней $\overline{\rho C} = 3.44 \cdot 10^6$ Дж/(м³·К) при гидратонасыщенности $\delta_h = 0.1$, типичной для гидратсодержащих осадков озера Байкал [11].

До момента теплового воздействия на гидратсодержащий слой среда, как упоминалось выше, находилась в стационарном состоянии, в котором давление как воды, так и свободного газа было равно гидростатическому. Обозначим это давление на дне как $p_0(0) = P_a + \rho_w g h_w$, где $P_a = 101325$ Па — атмосферное давление на поверхности моря, а $g = 9.80665$ м/с² — ускорение свободного падения. Тогда в рассматриваемом слое начальное распределение давления записывается следующим образом:

$$p_w(z, t = 0) = p_0(z) = P_a + \rho_w g (h_w - z) \quad (12)$$

Поскольку ниже гидратсодержащего слоя ($z < -H$) поры осадка все время полностью заполнены водой, газ не может проникнуть туда сверху. Это означает, что скорость фильтрации газа v_g на этой границе равна нулю и для давления газа должно выполняться условие:

$$\left. \frac{\partial p_g(z, t)}{\partial z} \right|_{z=-H} = 0, \quad (13)$$

так как в соответствии с законом Дарси для фильтрации газа скорость v фильтрации последнего пропорциональна градиенту давления ($v = -\kappa_g \nabla p_g / \mu_g$).

В начальный момент $t = 0$ подошва гидратсодержащего слоя ($z = -H$) совпадает с нижней границей зоны стабильности газового гидрата. Следовательно, температура среды здесь была равна $T(z = -H, 0) = T_{ph}^0 = T_{ph}(p_H)$, где $p_H = p(-H, 0)$. Из закона Фурье $q = -\lambda \nabla T$ (q — тепловой поток, λ — коэффициент теплопроводности или теплопроводность) находим выражение для величины стационарного теплового потока q_0 , существовавшего при $t \leq 0$:

$$q_0 = \lambda \frac{T_{ph}^0 - T_w^0}{H}, \quad (14)$$

где T_w^0 — температура на дне (температура придонной воды). Отсюда получаем начальное условие для решения уравнения теплопроводности (3):

$$T(z, t = 0) = T_0 = T_w^0 - \frac{q_0}{\lambda} z, \quad (15)$$

причем это выражение справедливо не только в слое $-H \leq z \leq 0$, но и в осадках под ним, если они характеризуются такой же теплопроводностью λ .

Будем считать, что в подобных осадках на некоторой достаточно большой глубине под гидратсодержащим слоем (например, в точке с координатой $z = -H_b$) изменения температуры, вызванные тепловым возмущением в слое, не ощущаются. Поэтому в качестве одного из граничных условий при решении уравнения (3) примем следующее:

$$-\lambda \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=-H_b} = q_0. \quad (16)$$

Будем полагать также, что на этой глубине вода все время находится в состоянии гидростатического равновесия. Поэтому для давления в воде имеем следующее граничное условие:

$$p_w(-H_b, t) = p_b = P_a + \rho_w g(h_w + H_b). \quad (17)$$

Начиная с момента $t = 0$ температура придонной воды в озере за время $t = 2\Delta t$ возросла на величину ΔT . Примем, что изменение температуры дна описывается выражением:

$$T(0, t) = f(t) = T_w^0 + \Delta T \bar{\sigma}(t - \Delta t, \Delta t), \quad (18)$$

где $\bar{\sigma}(t - \Delta t, \Delta t)$ — сглаженный на интервале $2\Delta t$ аналог функции Хевисайда.

Выражение (18) является вторым граничным условием для решения уравнения теплопроводности.

Задача здесь решается без прямого учета граничных условий на поверхности фазового перехода гидрат метана — метан-газ + вода. Такими условиями, отражающими балансы массы метана [17] и энергии (условие Стефана) на этой поверхности являются (3):

$$\left[v_g^{(+)} - v_g^{(-)} \right]_{z=\zeta(t)} - \phi \delta_h \left(\gamma_g \frac{\rho_h}{\rho_g} + \gamma_w \frac{\rho_h}{\rho_w} - 1 \right) \bigg|_{z=\zeta(t)} \frac{d\zeta(t)}{dt} = 0, \quad (19)$$

$$\left[q^{(+)} - q^{(-)} \right]_{z=\zeta(t)} + L \rho_h \phi \delta_h \frac{d\zeta(t)}{dt} = 0, \quad (20)$$

где $\zeta(t)$ — координата движущейся фазовой границы; $v_g^{(-)}, q^{(-)}$ и $v_g^{(+)}, q^{(+)}$ — скорость фильтрации газа и тепловой поток соответственно в области, где гидрат уже полностью разложился, т. е. $T > T_{ph}$, и в области, еще не затронутой разложением ($T > T_{ph}$);

Присутствие дельта-функции Дирака в правой части уравнения (1) фильтрации газа в условиях фазового перехода, а также в выражении для эффективной объемной теплоемкости в уравнении (3), отражая скачок энтальпии при фазовом переходе [18], обеспечивает автоматическое выполнению этих условий (19), (20) [17, 18].

Выражения (1), (2), уравнение теплопроводности (3) и соотношение (4) образуют замкнутую систему уравнений. При соответствующих начальных и граничных условиях решение этой системы уравнений дает возможность определить поля давлений p_w в водной и p_g в газовой фазах, распределения температуры T и насыщенностей порового пространства водой s_w и газом $s_g = 1 - s_w$ в условиях фазового превращения гидрат метана — метан-газ+вода.

Решение подобной задачи в общем виде представляет большую сложность, однако исследования влияния проницаемости осадков на величину аномального давления газа, развиваемого в процессе фазового разложения гидратов метана, выполненные на модели слоя с неподвижной поровой водой и первично постоянными в нем давлением и температурой с последующим импульсным тепловым воздействием на подошву слоя (процесс, описываемый уравнениями (1) и (2) при выполнении соответствующих граничных и начальных условий), показали, что в относительно проницаемых ($\kappa_0 \simeq 10^{-14} - 10^{-13} \text{ м}^2$) осадках типа тех, что находятся в верхней части Байкальского осадочного разреза, приращение давления газа может быть незначительным [10, 17]. Можно предполагать, что и в случае, когда при неподвижной поровой воде в гидратсодержащем слое первоначально действует гидростатическое давление, а тепловой импульс, обусловленный повышением температуры придонной воды, подходит к нижней границе зоны стабильности гидратов ослабленным и сильно растянутым во времени, влиянием давления газа можно пренебречь и рассматривать только тепловой аспект фазового перехода. Покажем, что это действительно так.

Решим указанную краевую задачу для разных мощностей H гидратсодержащего слоя и глубин h_w озера с перебором в каждом случае значений первичных проницаемостей в диапазоне $10^{-18} \leq \kappa_0 \leq 10^{-12} \text{ м}^2$. При этом задачу (1), (3) вместе с указанными здесь граничными и начальными условиями будем решать методом конечных элементов в среде численного моделирования и решения уравнений математической физики COMSOL Multiphysics [25]. Вместо функции Дирака $\delta(x)$ и функции Хевисайда $\sigma(x)$ в уравнениях (1)–(3) в расчетах используем их сглаженные аналоги $\bar{\delta}(x, \Delta x)$ и $\bar{\sigma}(x, \Delta x)$ (например, как в [10, 17]), где $2\Delta x$ — интервал сглаживания. Примем, что $T_w^0 = 275.35 \text{ К}$, $\Delta T = 1 \text{ К}$, $\Delta t = 500$ лет и $\delta T = 0.05 \text{ К}$ — полуширина интервала сглаживания в аналогах функций Хевисайда и Дирака от аргумента $T - T_{ph}$ в уравнениях (1), (3) и выражениях (5), (8), (9). Значения температуры фазового перехода T_{ph} в зависимости от порового давления $p = p_w$ будем вычислять с использованием программы Слоана [9].

Тогда как вода неподвижна в условиях начального гидростатического равновесия, газ сразу интенсивно движется вверх, начиная с первых моментов $t > 0$. Давление газа в рамках нашей задачи становится меньше начального — гидростатического. Только после того, как тепловое возмущение достигнет нижней границы зоны стабильности гидратов метана и начнется их разложение, давление газа станет расти. Такой эффект наглядно проявляется на рис. 1, на котором приведены результаты решения задачи (1), (3) (с указанными начальными и граничными условиями) в виде зависимостей приращения давления газа $\Delta p(t) = [p(z, t) - p_0(z)]_{z=-H}$ на подошве гидратсодержащего слоя от времени, прошедшего после начала повышения температуры придонной воды. Для демонстрации была выбрана типичная глубина озера, равная $h_w = 1400$ м. Представлены результаты расчетов, выполненных для двух значений мощности слоя с гидратами в порах: практически минимальной $H = 100$ м и почти максимальной $H = 400$ м. Для каждой мощности H на рисунке приведены 4 зависимости, соответствующие значениям начальной проницаемости, при которых изменение приращения давления газа со сменой знака проявляются особенно наглядно. Этот же рисунок иллюстрирует температурные возмущения на нижней границе слоя соответствующей мощности, вызванные изменением температуры дна озера.

Численное решение подобной задачи о фазовом переходе гидрат метана — метан-газ + вода в гидратсодержащих слоях осадков с мощностями $H = 100, 200, 300$ и 400 м, на поверхности которых температура воды в озере возрастает на величину $\Delta T = 1 \text{ К}$, изменяясь во времени как $f(t)$ из выражения (18), показало, что только при весьма низких проницаемостях осадков для газа его вычисленное давление вблизи подошвы слоя превышает гидростатическое. Значения таких предельных проницаемостей $\bar{\kappa}_0$ зависят от мощности слоя. Расчёты, выполненные для различных мощностей гидратсодержащего слоя при характерных глубинах озера, в условиях которых по данным многоканального сейсмического профилирования выявлены BSR, отражающие подошву такого слоя, показали, что при исходной проницаемости $\kappa_0 \geq 5 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ (т. е., в соответствии с равенством (6), при абсолютной проницаемости для газа в начальный период, равной $\kappa_g^{(e)} \approx 2.5 \cdot 10^{-20} \text{ м}^2$) вычисленное в рамках этой задачи давление газа в зоне разложения гидратов не превосходит гидростатического, то есть имеет место интенсивная фильтрация газа из этой области. Поскольку в верхней части осадочного покрова под дном озера для проницаемости среды вероятны значения $\kappa_0 \geq 10^{-14} \text{ м}^2$ [10], это означает, что фазовое разложение гидратов метана в осадках озера определяется только тепловыми процессами. Иначе говоря, краевая задача о фазовом переходе гидрат метана — метан-газ + вода, вызванным повышением температуры придонной воды, является чисто тепловой и состоит в решении только уравнения (3) с учетом описанных граничных и начальных условий.

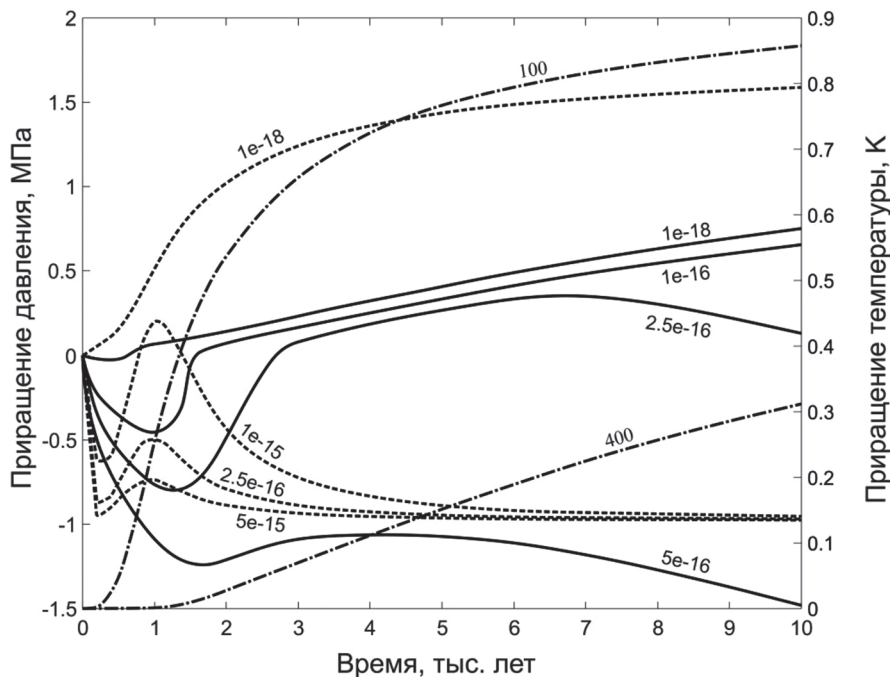


Рис. 1. Приращение давления газа на подошве гидратсодержащего слоя, вызванное изменением температуры придонной воды. Глубина озера $h_w = 1400$ м. Шкала слева — давление; шкала справа — температура. Условные обозначения: сплошные линии — приращение давления при мощности гидратсодержащего слоя $H = 400$ м; пунктир — $H = 100$ м; индексы кривых — исходная проницаемость k_0, m^2 . Штрих-пунктир — приращение температуры; индексы температурных кривых — мощность слоя H, m .

Fig. 1. Increment of gas pressure at the base of the hydrate-bearing layer, caused by the bottom water temperature change. Lake depth is $h_w = 1400$ m. Left scale is gas pressure; the scale on the right is temperature. Legend: solid lines — pressure increment if the thickness of the hydrate-bearing layer is $H = 400$ m; dashed line — $H = 100$ m; curve indices — initial permeability, m^2 . Dash-dotted line — temperature increment; temperature curve indices — layer thickness, m.

3. Оценка количества газа, выделившегося в осадках при разложении гидратов в голоцене

Полученные в предыдущем разделе результаты, позволили выполнить расчёты смещения фазовой границы (от начального положения в момент $t = 0$) в голоцене, продолжительность которого принята нами равной $\tau = 10000$ лет, и массы газа, выделившегося за это время при разложении гидрата метана, во всех 560 пунктах Южной и Центральной впадин Байкала, где по данным многоканального сейсмического профилирования определены глубины BSR (современные положения границ фазового перехода гидрат метана — метан-газ + вода) [6, 7]. Поровое пространство всего слоя между дном и BSR, как говорилось выше, предполагается равномерно заполненным гидратом метана, поэтому мощность слоя H совпадает с глубиной BSR под дном.

Для определения смещения фазовой границы за время t , прошедшее после начала изменения температуры придонной воды, в каждом пункте с номером n ($n = 1, 2, \dots, 560$) с известными там глубиной озера $h_w^{(n)}$ и мощностью гидратсодержащего слоя H_n решалась задача о фазовом переходе (3) с учетом начального (15) и граничных (16) и (18) условий.

Положение поверхности фазового перехода ($z = \zeta_n(t)$) в каждый момент $t = t_j$ в этом пункте определялось по вычисленным данным о температуре на вертикальных профилях $T_j(z) = T(z, t_j)$, которые затем использовались для численного решения уравнения

$$T_j(z) - T_{ph}(p_0(z)) = 0 \tag{21}$$

относительно z , корнем которого и является $z = \zeta_n(t_j)$.

Фазовая граница достигает своего современного положения после ее подъема за время $t = \tau$ с первоначального уровня $z = -H_n^{(0)}$ до настоящего $z = -H_n$. Другими словами, фазовая граница в голоцене смещается на величину $\Delta H_n = H_n^{(0)} - H_n$. Чтобы определить значения $H_n^{(0)}$ для каждого пункта на озере, решение задачи (21) выполняется три раза с разными первоначальными мощностями слоя $H^{(k)} = H_n + k\Delta z$ ($k = 0, 1, 2$), где, например, $\Delta z = 15$ м, с нахождением в результате соответствующих им трех значений $\zeta_n^{(k)}$. Затем путем интерполяции по этим значениям $\zeta_n^{(k)}$ при $H^{(k)}$ находится такое $H_n^{(0)}$, при котором $\zeta_n(\tau) = -H_n$ — современная координата фазовой границы в этом пункте на озере, а следовательно, определяется и величина смещения фазовой границы ΔH_n .

Масса метана-газа, выделившегося в этом пункте за время τ при разложении гидрата метана в вертикальной колонке высотой ΔH_n и площадью горизонтального основания в 1 м^2 , равна (в $\text{кг}/\text{м}^2$):

$$\Delta m_n = \gamma_g \rho_h \phi \delta_h \Delta H_n. \quad (22)$$

Вместо того чтобы определять Δm_n , решая краевую задачу во всех 560 пунктах на озере, для каждой из глубин озера h_w , лежащих в диапазоне от 700 до 1500 м с интервалом в 100 м, решим задачу (22) при значениях мощности H гидратсодержащего слоя, меняющихся от 100 до 400 через 50 м. Таким образом, найдем все 63 значения Δm , а затем по ним построим двумерный интерполяционный сплайн, используя который вычислим значения Δm_n во всех пунктах по заданным там $h_w^{(n)}$ и H_n .

Выполненный в ряде пунктов контрольный прямой расчет значений Δm путем решения задачи о фазовом переходе (3) показал, что относительная погрешность их определения с помощью двумерного интерполяционного сплайна не превосходит 2 % даже при экстраполяции на расстояние до 50 м за пределами крайних использованных значений h_w .

Вычисленные описанным путем значения массы Δm_n газа, выделившегося с каждого квадратного метра горизонтальной площади при разложении гидрата метана после изменения температуры придонной воды в голоцене, вынесены на карту профилей многоканального сейсмического профилирования в указанных 560 пунктах, в которых были определены глубины BSR относительно дна озера. На рис. 2 и 3 демонстрируются карты Δm , построенные в итоге для полигонов в Южной и Центральной впадинах Байкала.

На обеих картах наименьшие значения поверхностной плотности массы газа ($\sim 50 \text{ кг}/\text{м}^2$) соответствуют наиболее глубоким областям озера, которым в целом соответствуют и наибольшие мощности гидратсодержащего слоя. Это объясняется тем, что на подошве этого слоя изначально было более высокое гидростатическое давление (давление водяного столба в озере + давление воды в связанных порах слоя с гидратами), а следовательно и наибольшие значения температуры фазового перехода. После изменения температуры дна температурное возмущение достигает таких глубин с большей задержкой, имеет наименьшую амплитуду и наиболее пологий фронт нарастания температуры, а поэтому, фазовое разложение протекает медленней. В итоге к настоящему моменту величина смещения подошвы гидратсодержащего слоя и масса выделившегося при этом газа наименьшие.

Наибольшие значения Δm ($\sim 110 \text{ кг}/\text{м}^2$) приурочены к склонам Посольской банки в Южной впадине и границам конуса выноса р. Селенги

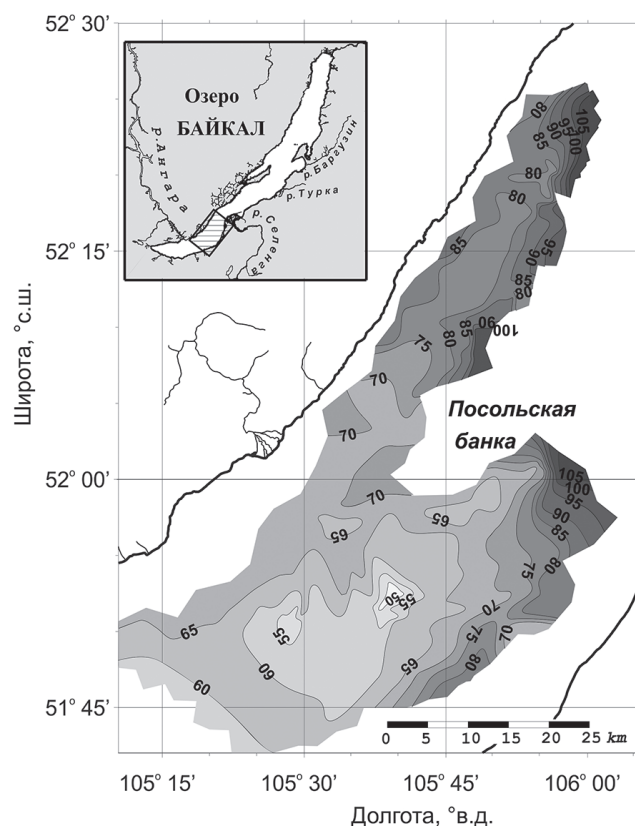


Рис. 2. Карта массы метана, выделившегося на участке в Южной впадине. Подписи изолиний — значение массы выделившегося газа, приходящегося на единицу площади озера в $\text{кг}/\text{м}^2$.

Fig. 2. Map of the released methane mass at the site in the South Basin. Isoline captions — the values of the mass of the released gas per unit area of the lake, kg/m^2 .

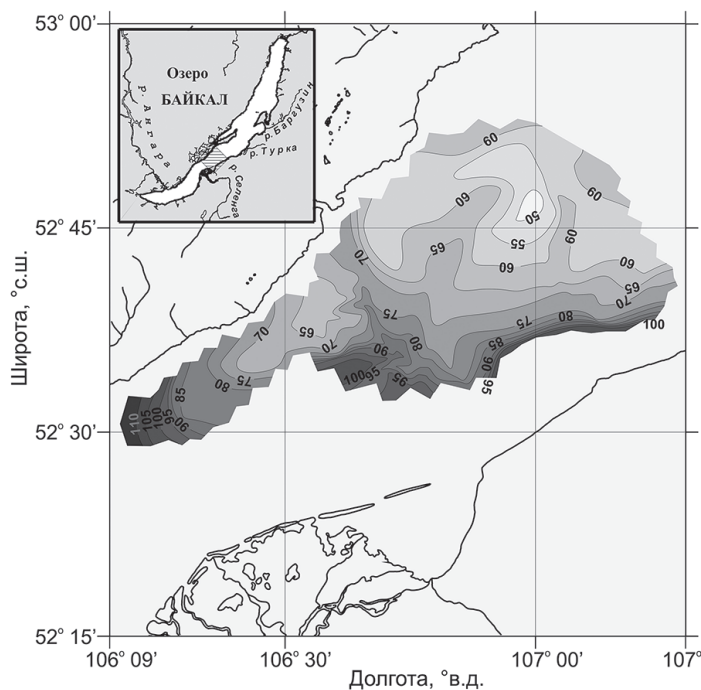


Рис. 3. Карта массы метана, выделившегося на участке в Центральной впадине. Подписи изолиний — значение массы выделившегося газа, приходящегося на единицу площади озера в кг/м².

Fig. 3. Map of the released methane mass at the site in the Central Basin. Isoline captions — the values of the mass of the released gas per unit area of the lake, kg/m².

дине выделилось порядка 250 млн т метана-газа, что эквивалентно примерно 370 млрд м³ при нормальном атмосферном давлении и температуре 20 °С.

Аналогично, результаты численного интегрирования Δm по площади центрального участка говорят о том, что там должно было высвободиться ≈ 95 млн т метана-газа, что эквивалентно ≈ 140 млрд м³ в условиях поверхности земли при такой же температуре.

Площадь центрального участка составляет примерно 1/3 часть площади Центральной впадины, где присутствие гидратов в осадках подтверждается наличием непрерывной BSR вдоль всего профиля В92–13 [10], идущего вдоль оси впадины, и на поперечных профилях вблизи о. Ольхон. Следовательно, в Центральной впадине выделилось около 280 млн т метана-газа, что эквивалентно примерно 420 млрд м³ в нормальных условиях.

Изложенные выше результаты решения задачи (3) получены при использовании значений гидратонасыщенности осадков $\delta_h = 0.1$ и амплитуды изменения температуры придонной воды $\Delta T = 1K$. Решение той же задачи с удвоенной гидратонасыщенностью, то есть $\delta_h = 0.2$, либо удвоенной величиной скачка температуры в голоцене, т. е. $\Delta T = 2K$, показало, что при всех тех же значениях h_w и H удельная масса Δm возрастает так же примерно вдвое.

Если в осадочном покрове выше фазовой границы присутствовали непроницаемые для газа прослои, то свободный газ скапливался бы под этой границей. При нарушении целостности этого непроницаемого слоя в результате, например, разломообразования, весь этот газ мог бы выйти из осадков за короткий промежуток времени, воздействуя на биоту как озера, так и окружающих его территорий после выхода в воздух.

4. Заключение

Основные результаты выполненной работы состоят в следующем:

1. Исследования влияния проницаемости гидратсодержащего слоя в осадочном чехле озера Байкал на величину аномального давления метана-газа, выделяющегося при разложении гидратов вследствие изменения в голоцене температуры придонной воды, показали, что в реальных условиях байкальских осадков с первичной проницаемостью, большей, чем $5 \cdot 10^{-15}$ м², образующийся избыточный газ успева

в Центральной. Эти зоны характеризуются наименьшими глубинами озера из тех, на которых фиксируются BSR, и наименьшими мощностями слоя с гидратами в порках. Здесь давления на подошве слоя и соответствующая ей температура фазового перехода также наименьшие, тогда как тепловое возмущение от дна приходит сюда раньше и имеет большую амплитуду.

Выполненное численное интегрирование Δm по площади участка в Южной впадине (с учетом изменения с широтой длины одного градуса на карте по долготе) показывает, что повышение температуры придонной воды в голоцене на 1 К должно было привести к разложению части газогидратного заполнения порового пространства вблизи фазовой границы с высвобождением на южном участке ≈ 130 млн т метана-газа. Если бы весь этот газ достиг дневной поверхности с температурой 20 °С, то его объем составил ≈ 200 млрд м³.

Площадь южного участка с выявленными гидратами в осадочном разрезе составляет примерно 1/2 часть площади Южной впадины, где присутствие гидратсодержащего слоя осадков весьма вероятно, поскольку BSR наблюдается непрерывно на профиле, идущем по оси всей впадины. Это означает, что в Южной впадине

отфильтровываться из зоны разложения и его давление не сказывается на характере фазового перехода гидрат метана — метан-газ + вода. Фазовое разложение гидратов определяется только тепловыми процессами в слое. Краевая термо-, газо- и гидродинамическая задача о фазовом переходе становится чисто тепловой.

2. Решения задачи о фазовом превращении газовых гидратов во множестве пунктов на участках в Южной и Центральной впадинах озера позволили построить для этих площадей карты массы метана-газа, выделившегося при смещении фазовой границы в голоцене под влиянием теплового возмущения, инициированного изменением температуры придонной воды после завершения фазы последнего оледенения. Установлено, что с одного квадратного метра горизонтальной площади на исследованных участках могло выделиться примерно 50–110 кг метана в зависимости от глубины озера и мощности гидратсодержащего слоя.

3. Численное интегрирование массы выделившегося метана по карте участка в Южной впадине показало, что здесь должно было высвободиться в голоцене приблизительно 130 млн т метана-газа, что соответствует примерно 200 млрд м³ в условиях давления на дневной поверхности при температуре 20 °С. Аналогичное интегрирование по карте участка в Центральной впадине дает около 95 млн т метана-газа или примерно 140 млрд м³ в нормальных условиях. Учитывая, что площади участков, для которых построены карты выделившегося газа, составляют, соответственно, 1/2 и 1/3 площадей Южной и Центральной впадин, где по данным многоканального сейсмического профилирования в осадочном разрезе присутствуют гидраты, общая масса метана-газа, высвободившегося в голоцене из гидратов метана, составляет приблизительно 500 млн т или около 800 млрд м³ при нормальных условиях.

4. Под действием латеральных напряжений выделившийся газ может перемещаться в осадках озера на значительные расстояния и скапливаться в различных ловушках. Поскольку озеро Байкал находится в сейсмоопасной зоне, существует возможность вскрытия временами этих ловушек в результате разломообразования и последующего быстрого выхода газа в воду озера, а затем и в атмосферу, губительно воздействуя на живые организмы как озера, так и окружающих территорий.

5. Финансирование

Работа выполнена в рамках государственного задания (тема 0149–2019–0015).

Литература

1. Кононов Е.Е. Древние оледенения прибайкалья // Вестник ИрГТУ. 2014. № 10 (93). С. 91–98.
2. Ламакин В.В. Ледниковые отложения в береговой полосе Байкала // Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. Т. XXI. М.: АН СССР, 1963. С. 126–147.
3. Grosswald M., Kuhle M. Impact of glaciations on Lake Baikal // IPPCCE. 1994. N 8. P. 48–60.
4. Шимараев М.Н., Мизандронцев И.Б. Реконструкция абиотических условий в Байкале в позднем плейстоцене и голоцене // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 5. С. 557–564.
5. Imboden D.M. Deep Water Formation: the Physical Mystery of Lake Baikal // Abstracts of International meeting “Baikal as a natural laboratory for global change”. V. 1. Irkutsk: LISNA Publishers, 1994. P. 21.
6. Гольмиток А.Я., Дучков А.Д., Хатчинсон Д.Р., Ханукаев С.Б., Ельников А.И. Оценки теплового потока на озере Байкал по сейсмическим данным о нижней границе слоя газогидратов // Геология и геофизика. 1997. № 38. С. 1677–1691.
7. Golmshtok A.Y., Duchkov A.D., Hutchinson D.R., Khanukaev S.B. Heat flow and gas hydrates of the Baikal Rift Zone // Int. J. Earth Sci. 2000. V. 89. P. 193–211.
8. Kvenvolden K.A. Gas hydrates — geological perspectives and global change. // Reviews of Geophysics. 1993. V. 31. P. 173–187.
9. Sloan E.D., Jr., Koh C. Clathrate Hydrates of Natural Gases. Third edition. N.Y.: CRC Press, 2007. 758 p.
10. Гольмиток А.Я. Разломообразование и условия стабильности газовых гидратов в осадках озера Байкал // Физика Земли. 2014. № 4. С. 70–85.
11. Кузьмин М.И., Калмычков Г.В., Гелетий В.А. и др. Первая находка газовых гидратов в осадочной толще озера Байкал // Докл. РАН. 1998. Т. 362, № 4. С. 541–543.
12. Matveeva T.V., Mazurenko L.L., Soloviev V.A., Klerkx J., Kaulio V.V., Prasolov E.M. Gas hydrate accumulation in the subsurface sediments of Lake Baikal (Eastern Siberia) // Geo-Marine Letters. 2003. N 23/3–4. P. 289–299.
13. Egorov A.V., Nigmatulin R.I., Rimskii-Korsakov N.A., Rozhkov A.N., Sagalevich A.M., Chernyaev E.S., Granin N.G., Zemskaya T.I., Khlystov O.M., Kalmichkov G.V. Gas hydrate hills on the bottom of Lake Baikal // Abstracts of 10th International Conference on Gas in Marine Sediments. 2010. Listvyanka. P. 102–103.

14. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. Ч. 2. М.: Мир, 1985. 360 с.
15. Дядин Ю.А. Супрамолекулярная химия: клатратные соединения // Соровский образовательный журнал. 1998. № 2. С. 79–88.
16. Нигматулин Р.И., Шагапов В.Ш., Насырова Л.А. «Тепловой удар» в пористой среде, насыщенной газогидратом // Доклады РАН. 1999. Т. 366, № 3. С. 337–340.
17. Гольмиток А.Я. Многоканальное сейсмическое профилирование, газовые гидраты и моделирование условий образования грязевых вулканов на озере Байкал // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2016. Т. 9, № 3. С. 18–31.
18. Bonacina C., Comini G., Fasano A., Primicerio M. Numerical solution of phase-change problems // Int. J. Heat Mass Transfer. 1973. V. 16. P. 1825–1832.
19. Баренблатт Г.И., Ентов В.М., Рыжик В.М. Движение жидкостей и газов в природных пластах. М.: Недра, 1984. 208 с.
20. Rice J.R., Cleary M.P. Some basic stress-diffusion solutions for fluid-saturated elastic porous media with compressible constituents // Reviews of Geophysics and Space Physics. 1976. V. 14. P. 227–241.
21. Sultan N., Foucher J.P., Cochonat P., Tonnerre T., Bourillet J.F., Ondreas H., Cauquil E., Grauls D. Dynamics of gas hydrate: case of the Congo continental slope // Marine Geology. 2004. V. 206. P. 1–18.
22. Kozeny J. Ueber kapillare Leitung des Wassers in Boden // Sitzungsber Akad. Wiss. Wien. 1927. V. 136(2a). P. 271–306.
23. Carman P. Fluid flow through a granular bed // Trans. Inst. Chem. Eng. 1937. V. 15. P. 150–167.
24. Лейбензон Л.С. Движение природных жидкостей и газов в пористой среде. М. — Л.: ОГИЗ, 1947. 244 с.
25. COMSOL Multiphysics®3.5. 2008. License No:1034054.

References

1. Kononov E.E. Ancient glaciations of the Baikal region. *Bulletin of ISTU*. 2014, 10(93), 91–98 (in Russian).
2. Lamakin V.V. Glacial deposits in the coastal zone of Lake Baikal. *Proceedings of the Commission for the Study of the Quaternary*. M., USSR Academy of Sciences, 1963, XXI, 126–147 (in Russian).
3. Grosswald M., Kuhle M. Impact of glaciations on lake Baikal. *IPPCCE*. 1994, 8, 48–60.
4. Shimaraev M.N., Mizandrontsev I.B. Reconstruction of late pleistocene and holocene abiotic conditions in Lake Baikal. *Russian Geology and Geophysics*. 2004, 45, 5, 514–520.
5. Imboden D.M. Deep Water Formation: the Physical Mystery of Lake Baikal. *Abstracts of International meeting “Baikal as a natural laboratory for global change”, LISNA Publishers, Irkutsk*. 1994, 1, 21.
6. Golmshtok A. Ya., Duchkov A.D., Hutchinson D.R., Khanukaev S.B., El'nikov A.I. Estimations of heat flow in Lake Baikal by seismic data on the lower boundary of gas hydrate layer. *Russian Geology and Geophysics*. 1997, 38, 10, 1714–1727.
7. Golmshtok A. Ya., Duchkov A.D., Hutchinson D.R., Khanukaev S.B. Heat flow and gas hydrates of the Baikal Rift Zone. *Int. J. Earth Sci*. 2000, 89, 193–211.
8. Kvenvolden K.A. Gas hydrates — geological perspectives and global change. *Reviews of Geophysics*. 1993, 31, 173–187.
9. Sloan E.D., Jr., Koh C. Clathrate Hydrates of Natural Gases. Third edition. N.Y., CRC Press, 2007. 758 p.
10. Golmshtok A. Ya. The Impact of Faulting on the Stability Conditions of Gas Hydrates in Lake Baikal Sediments. *Physics of the Solid Earth*. 2014, 50, 4, 70–85.
11. Kuz'min M.I., Kalmychkov G.V., Geletii V.F., Gnilusha V.A., Goreglyad A.V., Khakhaev B.N., Pevzner L.A., Kavai T., Ioshida N., Duchkov A.D., Ponomarchuk V.A., Kontorovich A.E., Bazhin N.M., Mahov G.A., Dyadin Y.A., Kuznetsov F.A., Larionov E.G., Manakov A.Y., Smolyakov B.S., Mandelbaum M.M., Zheleznyakov N.K. The first find of gas hydrates in the sedimentary rocks of Lake Baikal. *Doklady Earth Sciences*. 1998, 362, 7, 1029–1031.
12. Matveeva T.V., Mazurenko L.L., Soloviev V.A., Klerkx J., Kaulio V.V., Prasolov E.M. Gas hydrate accumulation in the subsurface sediments of Lake Baikal (Eastern Siberia). *Geo-Marine Letters*. 2003, 23/3–4, 289–299.
13. Egorov A.V., Nigmatulin R.I., Rimskii-Korsakov N.A., Rozhkov A.N., Sagalevich A.M., Chernyaev E.S., Granin N.G., Zemskaya T.I., Khlystov O.M., Kalmichkov G.V. Gas hydrate hills on the bottom of Lake Baikal. *Abstracts of 10th International Conference on Gas in Marine Sediments*. 2010, Listvyanka, 102–103.
14. Turcotte D., Schubert G. Geodynamics. Applications of Continuum Physics to Geological Problems. *John Wiley and Sons*, N.Y., 1982. 450 p.
15. Dyadin Yu.A. Supramolecular chemistry: clathrate compounds. *Sorovskii Obrazovat. Zh*. 1998, 2, 79–88 (in Russian).
16. Nigmatulin R.I., Shagapov V. Sh., Nasyrova L.A. “Thermal shock” in the porous medium saturated with a gas hydrate. *Doklady Physics*. 1999, 44, 5, 319–322.

17. Golmshtok A. Ya. Multichannel seismic profiling, gas hydrates and the numerical simulation of the mud volcanoes formation conditions in Lake Baikal. *Fundam. Prikl. Gidrofiz.* 2016, 9, 3, 18–31 (in Russian).
18. Bonacina C., Comini G., Fasano A., Primicerio M. Numerical solution of phase-change problems. *Int. J. Heat Mass Transfer.* 1973, 16, 1825–1832.
19. Barenblatt G.I., Yentov V.M., Ryzhik V.M. Fluid and Gas Motion in Natural Strata. *M., Nedra*, 1984. 208 p. (in Russian).
20. Rice J.R., Cleary M.P. Some basic stress-diffusion solutions for fluid-saturated elastic porous media with compressible constituents. *Reviews of Geophysics and Space Physics.* 1976, 14, 227–241.
21. Sultan N., Foucher J.P., Cochonat P., Tonnerre T., Bourillet J.F., Ondreas H., Cauquil E., Grauls D. Dynamics of gas hydrate: case of the Congo continental slope. *Marine Geology.* 2004, 206, 1–18.
22. Kozeny J. Ueber kapillare Leitung des Wassers in Boden. *Sitzungsber Akad. Wiss. Wien.* 1927, 136(2a), 271–306.
23. Carman P. Fluid flow through a granular bed. *Trans. Inst. Chem. Eng.* 1937, 15, 150–167.
24. Leibenzon L.S. Motion of Natural Fluids and Gases in Porous Medium. *M. — L., OGIZ*, 1947. 244 p. (in Russian).
25. COMSOL Multiphysics®3.5. 2008. License No:1034054.