

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

УДК 551.89

**ФОРМИРОВАНИЕ И ДЕГРАДАЦИЯ КРИОГЕННЫХ ТОЛЩ
НА УРЕНГОЙСКОЙ И КУЮМБИНСКОЙ ПЛОЩАДЯХ СИБИРИ.
Часть 1. ПРИМЕНЕНИЕ СИСТЕМЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ
ОСАДОЧНЫХ БАСЕЙНОВ ГАЛО**

Ю.И. Галушкин, К.А. Ситар*, С.В. Фролов*

Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова,

Музей землеведения, 119992, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; yu_gal@mail.ru

**Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, геологический ф-т,
119992, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; sitar_msu@mail.ru, serfgeo@yandex.ru*

Применение аппарата ГАЛО вместе с прикладным программным пакетом ФРОСТ для моделирования осадочных бассейнов позволило провести численную реконструкцию изменения температуры осадочных пород с глубиной при погружении бассейна и проследить эволюцию толщи многолетнемерзлых пород в плиоцен-четвертичный период. Расчеты выполнены для двух осадочных разрезов Уренгойского месторождения в Западно-Сибирском бассейне и Куюмбинского месторождения на Камовском своде Восточно-Сибирской платформы. Результаты расчетов термического режима осадочной толщи показали существенную роль изменения литологии пород с глубиной в эволюции слоя многолетнемерзлых пород. Численные оценки выявили снижение температуры на 15–20 °С в верхних 1500 метрах осадочного разреза за счет охлаждающего действия вариаций климата в плиоцене–плейстоцене. Несмотря на то что климат на Куюмбинской площади теплее, охлаждающий эффект плиоцен-плейстоценовых похолоданий оказался более глубоким и интенсивным из-за относительно малой толщины осадочного покрова по сравнению с его толщиной на более северной Уренгойской площади.

Зона мерзлых пород, палеоклимат, моделирование осадочных бассейнов, содержание незамерзшей воды, температура, тепловой поток

**PERMAFROST FORMATION AND DEGRADATION
IN THE URENGOY AND KUYUMBINSKAYA AREAS.
Part 1. APPLICATION OF GALO BASIN MODELING SYSTEM**

Yu.I. Galushkin, K.A. Sitar*, S.V. Frolov*

Lomonosov Moscow State University, Earth Science Museum,

119992, Moscow, Leninskie Gory, 1, Russia; yu_gal@mail.ru

**Lomonosov Moscow State University, Department of Geology,
119992, Moscow, Leninskie Gory, 1, Russia; sitar_msu@mail.ru, serfgeo@yandex.ru*

Application of the Basin Modeling package GALO together with its specific modification (the FROST program package) allowed us to carry out the numerical reconstruction of temperature and heat flow distributions with depth during basin subsidence and the assessment of permafrost evolution during the Pliocene–Quaternary. Computations have been accomplished for two sedimentary sections: the Urengoy field in the West Siberian Basin and the Kuyumbinskaya field in the Kamov swell on the East Siberian Platform. Calculations of the thermal regime of the sedimentary stratum evidence a significant role of rock lithology in permafrost evolution. Numerical assessments point to a decrease in rock temperatures by 15–20 °С within the upper 1500 m of sedimentary section due to the climate cooling in the Pliocene–Holocene. In spite of warmer climate, the cooling effect in the Kuyumbinskaya area occurs to be deeper and more intensive due to the relatively thin sedimentary cover in comparison with that one in the more northern Urengoy area.

Permafrost, paleoclimate, basin modeling, unfrozen water content, temperature, heat flow

Часть 2 “Влияние теплофизических параметров мерзлых пород на распределение температуры и теплового потока в осадочной толще с глубиной” будет опубликована в журнале “Криосфера Земли”, № 2, 2012.

ВВЕДЕНИЕ

Вариации климата в плиоцен-четвертичное время обусловили нестационарность современного теплового режима осадочной толщи бассейнов средних и высоких широт. В этот период события формирования и деградации зоны мерзлых пород повторялись неоднократно. Эволюция толщ многолетнемерзлых пород в плейстоцене–голоцене рассматривалась во многих публикациях [Кудрявцев, 1981; Дучков, 1987; Балобаев, 1991; Сигунов, Фартышев, 1991, 1995; Балобаев и др., 1999; Lachenbruch et al., 1982; Le Bret et al., 1994], в том числе в недавних работах Н.Н. Романовского с соавт. [2003, 2005, 2006], в которых проведен детальный двумерный анализ эволюции криолитозоны восточного шельфа Арктики. Сложность решаемых задач, однако, вынуждала авторов ограничиваться рамками упрощенных моделей тепловой эволюции одно- или двухслойной среды. В то же время из результатов этих исследований следует, что скорости процессов формирования и деградации криолитозоны зависят не только от истории изменения климата, но и в значительной степени от литологического состава пород, с которым непосредственно связаны теплофизические характеристики мерзлых и талых пород изучаемого осадочного разреза.

Применение аппарата моделирования бассейнов к проблемам эволюции зон вечной мерзлоты дает возможность изучить влияние как климатического, так и литологического факторов на процессы их формирования, а также на глубинные распределения температуры и теплового потока. Результаты наших исследований изложены в двух сообщениях. В первом представлены основные результаты и общие принципы применения систем моделирования бассейнов к анализу динамики формирования и деградации слоя многолетнемерзлых пород на рассматриваемых площадях Западной и Восточной Сибири, а во втором сообщении будет сделан акцент на влияние вариаций в значениях петрофизических параметров пород (включая литологию осадков, их пористость, форму кривой льдистости, теплопроводность и теплоемкость) на результаты моделирования, в том числе на распределение температуры и теплового потока по глубине в современном разрезе.

В работе рассматриваются результаты численного моделирования эволюции зоны мерзлых пород для осадочных разрезов 411-й скважины (скв.) Уренгойского месторождения в Западно-Сибирском бассейне и разреза скв. 12 Куюмбинского месторождения, расположенного в пределах Камовского свода Байкитской антиклизы в 150–200 км к северу от широтного русла р. Ангары Восточно-Сибирской платформы. Изучаемые структуры находятся в пределах разрезов, где гео-

логическая и геофизическая информация по строению осадочного чехла [Конторович, 1975] допускает пренебрежение латеральным теплопереносом по сравнению с вертикальным (модель плоского бассейна). Вычисления проводились с использованием пакета программ ФРОСТ, который создавался как часть компьютерной системы моделирования бассейнов ГАЛО [Галушкин, 2007]. Моделирование осуществлялось в два этапа, первый из которых включал общее моделирование бассейна с формированием осадочного разреза и расчетами значений теплофизических параметров пород и распределения температуры по глубине в осадочном разрезе для периода 3–3,5 млн лет назад. На втором этапе моделирования распределение температуры ($T(z)$), теплопроводности ($K(z)$), теплоемкости ($C_v(z)$), теплогенерации ($A(z)$) и пористости пород осадочного разреза ($\phi(z)$) по глубине z , вычисленные в рамках общего моделирования для периода 3–3,5 млн лет назад, были использованы в качестве начальных параметров моделирования в программном пакете ФРОСТ. Была проведена детальная реконструкция термических условий в осадочной толще бассейна в плиоцен-четвертичный период его развития с учетом неоднократных процессов формирования и деградации толщ многолетнемерзлых пород.

Результаты первого этапа моделирования, включающие численную реконструкцию истории погружения и эволюции температуры осадочных разрезов для Куюмбинской (скв. 12) и Уренгойской (скв. 411) площадей и полученные с применением численной системы моделирования бассейнов ГАЛО, представлены на рис. 1. Принципы, лежащие в основе приведенных на рис. 1 реконструкций осадочного бассейна описаны в работах [Галушкин и др., 1999; Галушкин, 2007; Galushkin, Yakovlev, 2004]. Сравнение вычисленных значений температуры и степени созревания органического вещества (R_0 , %) со значениями, измеренными в осадочном разрезе бассейна, а также анализ вариаций тектонического погружения бассейна служат основой контроля предложенной модели развития бассейна. Для Уренгойской площади Западно-Сибирского бассейна это сравнение приведено на рис. 2 [Галушкин, 2007].

Таким образом, температурный профиль $T(z)$, вычисленный для времени 3–3,5 млн лет назад в рамках общего моделирования бассейнов, служит начальным распределением температуры для реконструкции термического режима осадочной толщи в позднеплиоценовый и четвертичный периоды развития бассейна с использованием откалиброванной модели изменения среднегодовых температур в рассматриваемом районе. Важно отметить, что в этих вычислениях учитываются вариации по глубине и времени теплофизических параметров пород, включая содержание незамерз-

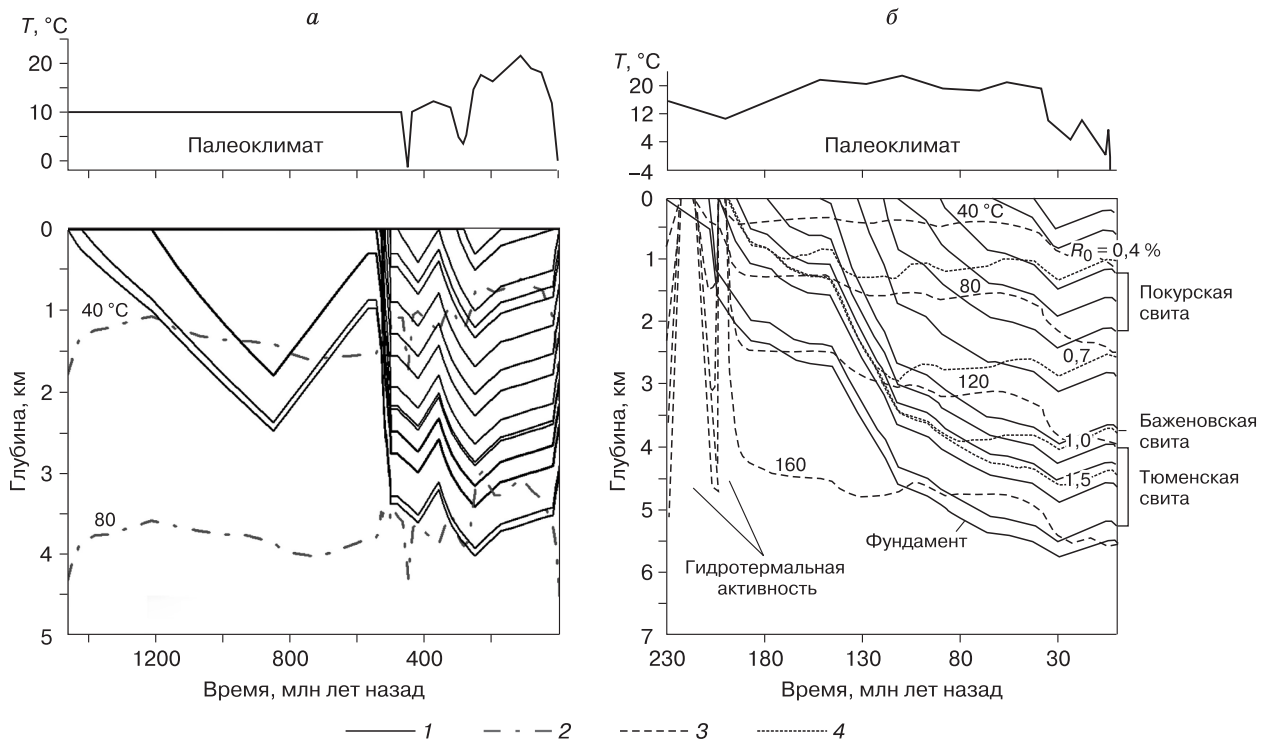


Рис. 1. Изменение температуры осадочных пород в истории погружения Восточно-Сибирского и Западно-Сибирского бассейнов [Галушкин и др., 1999; Galushkin, 1997].

a – Куюмбинская площадь, скв. 12; *б* – Уренгойская площадь, скв. 411; 1 – основания осадочных слоев; 2, 3 – изотермы (°С); 4 – степень созревания органического вещества (R_0 – показатель отражательной способности витринита, %).

шей влаги в их порах. Эти параметры изменяются в соответствии с вариациями литологии пород и температуры с глубиной.

УРАВНЕНИЕ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ И ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ПОРОД

В программном пакете ФРОСТ распределение температуры в осадочном чехле бассейна находится решением нестационарного одномерного уравнения теплопроводности [Карслоу, 1964]:

$$\frac{\partial(C_v T)}{\partial t} = \frac{\partial[K(\partial T/\partial z)]}{\partial z} + A(z, t). \quad (1)$$

Здесь температура T , теплопроводность K , теплоемкость C_v и теплогенерация A являются функциями пористости пород ϕ , глубины z и времени t . Алгоритм вычисления значений пористости с глубиной для различных фракций пород и их смесей является общим для систем моделирования бассейнов и описан, например, в работе [Галушкин, 2007]. Здесь отметим только, что значения пористости, рассчитанные в модели, неплохо согласуются с пористостью, измеренной в песчаных линзах осадочного разреза скв. 411 Уренгойского месторождения на

глубинах 3500–5500 м [Галушкин, Лопатин, 1997; Галушкин, 2007; Galushkin, 1997].

Теплопроводность пород вычисляется геометрическим осреднением значений теплопроводности матрицы пород (K_m), воды (K_w) и льда (K_l) [Lachenbruch et al., 1982]:

$$K = K_m^{1-\phi(z)} \cdot K_w^{\phi(z)} \quad \text{для } T > T_L, \quad (2)$$

$$K = K_m^{1-\phi(z)} \cdot K_w^{\phi(z)W(T)} \cdot K_l^{\phi(z)(1-W(T))} \quad \text{для } T < T_L.$$

Здесь T_L – температура ликвидуса льда; $W(T)$ – доля незамерзшей воды в порах. В расчетах учитывается также уменьшение матричной теплопроводности с ростом температуры [Lachenbruch et al., 1982; Deming, Chapman, 1989]:

$$K_m = K_m(T = 20^\circ\text{C}) / [1 + \alpha(T - 20^\circ\text{C})], \quad (3)$$

где α – температурный коэффициент, максимальный для песчаных и соленосных пород ($0,003\text{--}0,005^\circ\text{C}^{-1}$) и минимальный для глин и известняков. При расчетах температуры в системах моделирования бассейнов учитывается также изменение теплопроводности воды с температурой [Галушкин, 2007; Deming, Chapman, 1989]. Теплопроводность льда принята равной $2,26 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$.

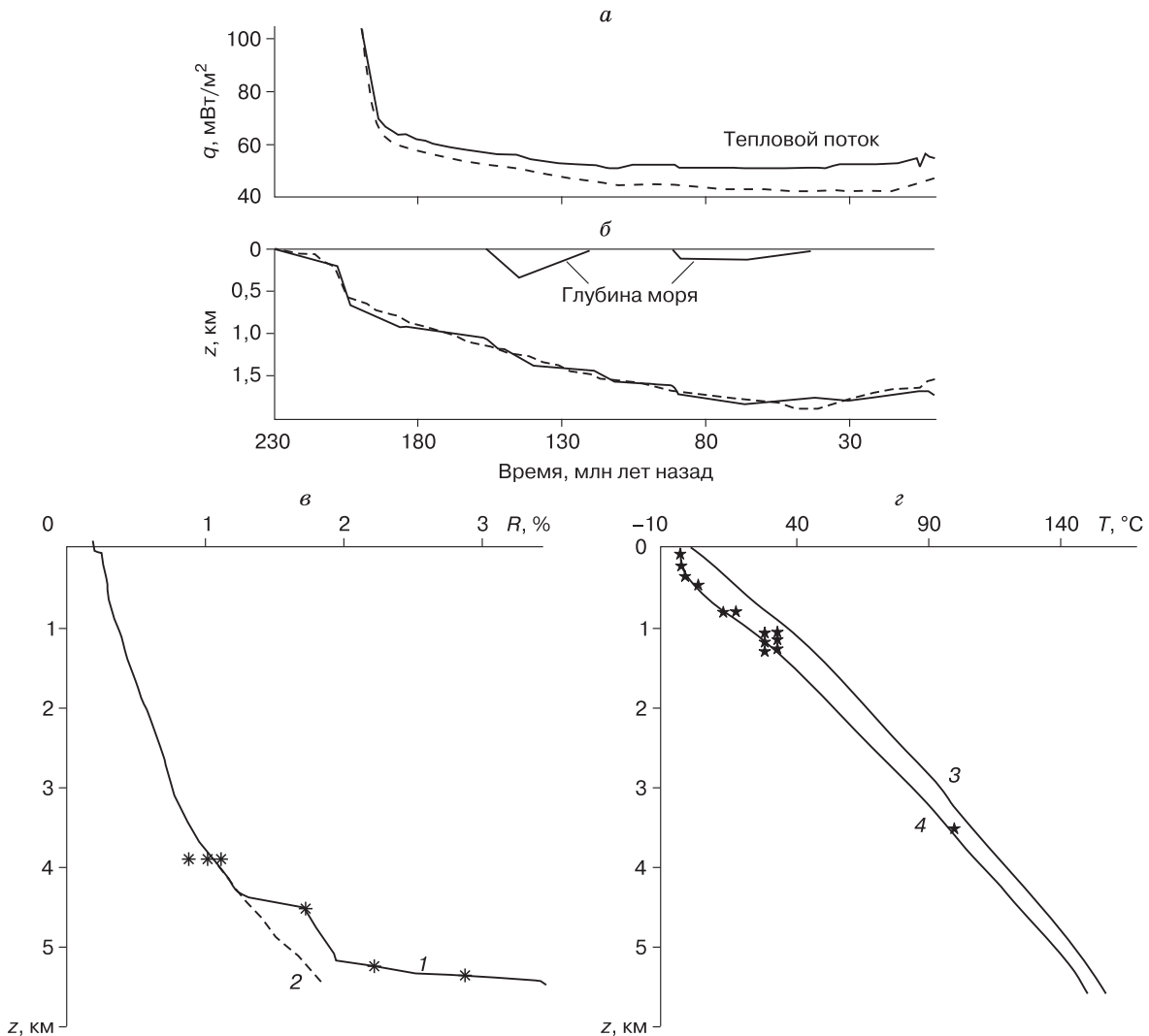


Рис. 2. Изменение теплового потока q (а) и тектонического погружения (б) в процессе погружения бассейна, рассчитанные для осадочного разреза скв. 411 Уренгойской площади Западно-Сибирского бассейна, и сравнение рассчитанных степени созревания органического вещества (в) и температуры (г) со значениями, измеренными в современном разрезе (звездочки).

а – тепловой поток через поверхность осадочной толщи (сплошная линия) и поверхность фундамента (штриховая); б – кривые тектонического погружения фундамента, вычисленные удалением нагрузки воды и осадков с поверхности фундамента (сплошная линия) и на основе вариаций в распределении плотностей пород фундамента с глубиной (штриховая линия); в, г: 1 – с гидротермальной активностью; 2 – без гидротермальной активности; 3 – 3,4 млн лет назад; 4 – настоящее время.

Объемная теплоемкость пород C_v играет большую роль в формировании нестационарного теплового режима толщи многолетнемерзлых пород. Для талых пород теплоемкость рассчитывается по формуле [Deming, Chapman, 1989]:

$$C_v = C_{vm}[1 - \varphi(z)] + C_{vw}\varphi(z) \text{ для } T > T_L, \quad (4)$$

где C_{vm} – теплоемкость матрицы пород; $C_{vw} = 4,187 \text{ МДж}/(\text{м}^3 \cdot \text{К})$ – теплоемкость воды. В эффективной объемной теплоемкости мерзлых пород добавляются члены с теплоемкостью льда

и скрытой теплотой плавления льда [Lachenbruch et al., 1982]:

$$C_v = C_{vm}[1 - \varphi(z)] + C_{vm}\varphi(z)W(T) + C_{vi}\varphi(z)[1 - W(T)] + \rho_L \frac{dW(T)}{dT} \text{ для } T < T_L. \quad (5)$$

Здесь $C_{vi} = 1,926 \text{ МДж}/(\text{м}^3 \cdot \text{К})$ – объемная теплоемкость льда; $\rho_L = 335 \text{ МДж}/\text{м}^3$ – скрытая теплота плавления льда на единицу объема. Последний член в уравнении (5) описывает вклад скрытой теплоты в энтальпийном приближении. Он может увеличи-

вать эффективную теплоемкость мерзлых пород на один-два порядка в зависимости от формы кривой содержания незамерзшей воды в порах $W(T)$ (см. подробнее часть 2 настоящей работы).

В энтальпийном приближении фазовый переход льда в воду и вклад скрытой теплоты плавления в эффективную теплоемкость мерзлых пород “размазаны” на некоторый интервал температур, определяемый формой кривой $W(T)$ [Кудрявцев, 1981, 2003; Еришов, 1990; Чеверев и др., 2005; Jame, Norum, 1980; Nixon, 1986]. Такой подход описывает реальную ситуацию более корректно, чем классический метод Стефана, предполагающий одно значение температуры для фазового перехода льда в воду. Результаты, близкие к модели Стефана, получаются при использовании кривой $W(T)$ для грубозернистых пород (песчаники, трещиноватые породы). Однако моделирование с кривой $W(T)$ для тонкозернистых пород (например, глин) дает результаты, отличные от модели Стефана [Галушкин, 2007; Galushkin, 1997] (см. также часть 2 настоящей работы).

Зависимость температуры ликвидуса льда T_L от давления P (МПа), предполагаемого гидростатическим, и концентрации соли C_s (г/л) в поровых водах (NaCl и KCl) определяется уравнением [Кудрявцев, 1981; Nixon, 1986; Konrad, Seto, 1991]:

$$T_L = 0 \text{ }^\circ\text{C} - 0,073P - 0,064C_s \quad (6)$$

В осадочном разрезе Западно-Сибирского бассейна концентрация солей в поровых водах меняется от 30 г/л на глубине $z = 3000$ м до 20 г/л при $z = 600\text{--}700$ м и до пресных вод в верхних 50–100 метрах разреза [Крайнов, 1992]. В расчетах мы принимали $C_s = 15$ г/л на Уренгойской площади и $C_s = 12$ г/л на Куюмбинской, так как точный закон изменения C_s с глубиной неизвестен. Влияние концентрации солей на форму кривой $W(T)$ не учитывалось, так как не удалось найти соответствующих данных в литературе. Распределение температуры ликвидуса льда $T_L(z)$, рассчитанное по уравнению (6) для двух площадей, приведено на рис. 3 (где T – температура пород, T_h – граница устойчивости метановых газогидратов).

НАЧАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ И ГРАНИЧНЫЕ УСЛОВИЯ

Как отмечалось выше, начальное распределение температуры, используемое в решении уравнения (1) при моделировании эволюции слоя многолетнемерзлых пород, находилось путем численной реконструкции температурно-временной истории бассейна, основной результат которой представлен на рис. 1. Формирование осадочного бассейна начиналось в рифее для разреза Куюмбинской скважины [Розен, 2003] и в триасе для

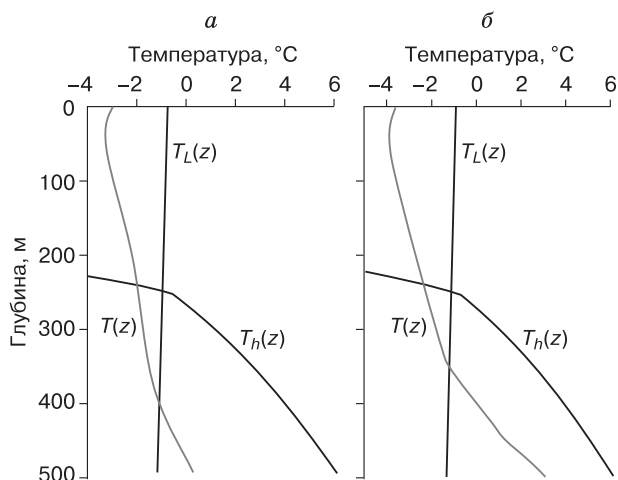


Рис. 3. Распределения температуры пород современных осадочных разрезов Куюмбинской (а) и Уренгойской (б) площадей с глубиной, вычисленные по модели эволюции многолетней мерзлоты.

Уренгойской площади (скв. 411) [Конторович, 1975; Беляев, Башарин, 2001]. В Восточной Сибири модель развития бассейна включала термическую активизацию литосферы бассейна в верхнем рифее–венде и в силуре–девоне, интенсивное термическое прогревание литосферы, сопровождаемое интрузивной и гидротермальной деятельностью, в нижнем триасе и термическую активизацию литосферы бассейна в миоцене–голоцене [Розен, 2003; Хераскова и др., 2009; Никишин и др., 2010]. Кроме того, анализ изменений тектонического погружения бассейна предполагал два периода с сокращением толщины коры (за счет растяжения литосферы или за счет ее эрозии снизу при фазовых превращениях пород гранулитовых фаций в эклогиты [Артюшков, 1993]): первый в рифее и второй в нижнем кембрии [Розен, 2003; Никишин и др., 2010]. При моделировании эволюции бассейна на Уренгойской площади учитывались, во-первых, тепловое влияние гидротермальной активности на рифтовом этапе развития бассейна в триасе [Конторович, 1975], во-вторых, тепловая активизация литосферы в юре и эрозия в олигоцене–неогене (см. рис. 2, б) [Галушкин и др., 1999; Galushkin, 1997]. Вычисленный профиль температур для $t = 3,4$ млн лет приведен на рис. 4 (линия 2) для Куюмбинской и Уренгойской площадей, а также на рис. 2, з (линия 3). Этот профиль служил начальным распределением температур T_0 для численной реконструкции эволюции теплового режима осадочного покрова бассейна в позднем плиоцене и четвертичном периоде.

В процессе моделирования на верхней границе области счета задавались температуры на глубине нейтрального слоя, где затухают годовые ва-

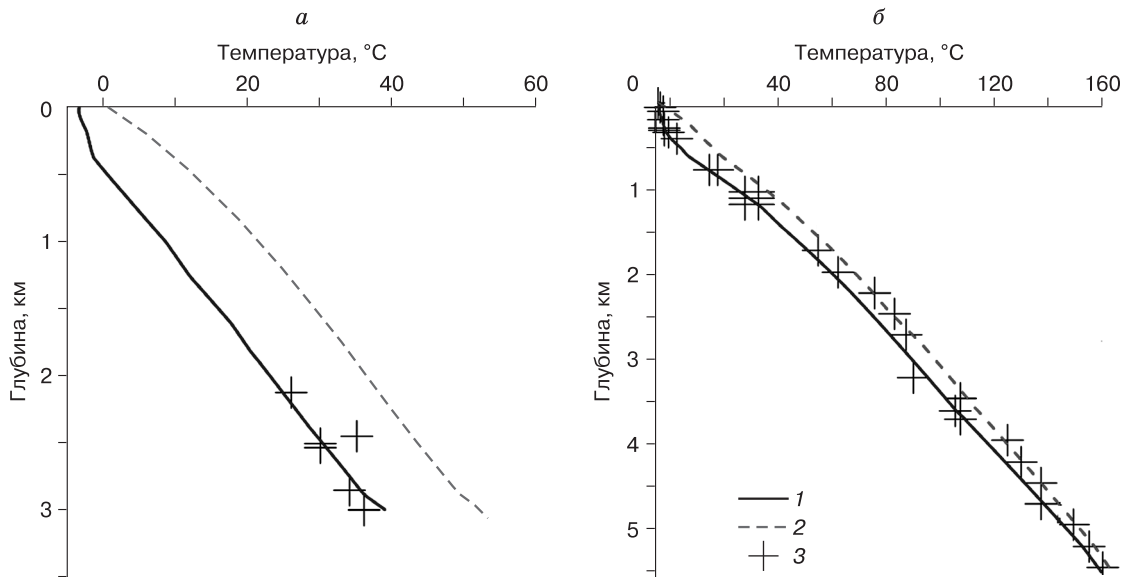


Рис. 4. Распределения температуры (1) по глубине в современных осадочных разрезах скв. 12 на Куюмбинской (а) и скв. 411 на Уренгойской (б) площадях, вычисленные по модели эволюции многолетнемерзлых пород с учетом резких колебаний климата в последние 3,4 млн лет.

2 – начальное распределение температур; 3 – измеренные значения.

риации поверхностных температур [Кудрявцев, 1981; Балобаев, 1991]. Эти температуры для этапа общего моделирования бассейна представлены на рис. 1 (вверху). При этом информация по климату додевонского времени отсутствовала, и среднегодовая температура для этого периода принималась равной 10 °С. Для более позднего времени палеоклиматические кривые на рассматриваемых площадях Западной и Восточной Сибири строились по данным, приведенным в работах [Величко, 1987; Зубаков, 1990; Изменение..., 1999; Frakes, 1979]. Среднегодовые температуры последних 3,4 млн лет, которые использовались при моделировании эволюции слоя многолетнемерзлых пород, представлены на рис. 5, а. Они определялись на основе данных большого числа работ, посвященных палеоклиматическим условиям Сибири [Величко, 1987; Зубаков, 1990; Волкова, 1991, 1994; Западная Сибирь..., 1993; Вотях, Климанов, 1994; Климанов, 1994; Климанов, Клименко, 1995; Изменение..., 1999; Фотиев, 2005, 2006, 2009]. В определениях палеоклиматической кривой (см. рис. 5, а) учитывалось, что температуры нейтрального слоя обычно превышают среднегодовые температуры на 3–5 °С в тех районах, где климат был мягче современного, и только на 1–2 °С, если он был более суровым (с более скудной растительностью и снеговым покровом).

В процессе моделирования эволюции теплового режима осадочного покрова в последние 3,4 млн лет поддерживался постоянный тепловой

поток в основании области счета, совпадавшем с кровлей фундамента. Таким образом, на Уренгойской площади тепловой поток 52 мВт/м² поддерживался на глубине 5550 м, а на Куюмбинской – около 49 мВт/м² на глубине 3020 м. Эти значения соответствовали среднему тепловому потоку на поверхности фундамента, рассчитанному в рамках общего моделирования бассейнов для последних 3,4 млн лет.

Определенную проблему в моделировании эволюции криолитозоны представляет резкий (на один-два порядка) скачок с глубиной эффективной объемной теплоемкости C_v (см. уравнение (5)). Такой скачок наблюдается вблизи основания зоны многолетнемерзлых пород и связан с резким изменением содержания незамерзшей воды $W(T)$ при температурах, близких к температуре ликвидуса льда (см. часть 2 настоящей статьи). Для обеспечения необходимой точности расчетов такой относительно узкий интервал глубин, в пределах которого выделяется значительная часть скрытой теплоты плавления, должен включать не менее 3–4 шагов по глубине. Временной шаг Δt также должен быть достаточно малым, чтобы смещение фронта замерзания на нем не превышало Δz . В моделировании эволюции толщи многолетнемерзлых пород число шагов по глубине достигало 700, величина Δz менялась от 0,5 м у поверхности до 40 м в основании осадочной колонки. Ширина переходной зоны в основании толщи многолетнемерзлых пород составляла ~30 м при

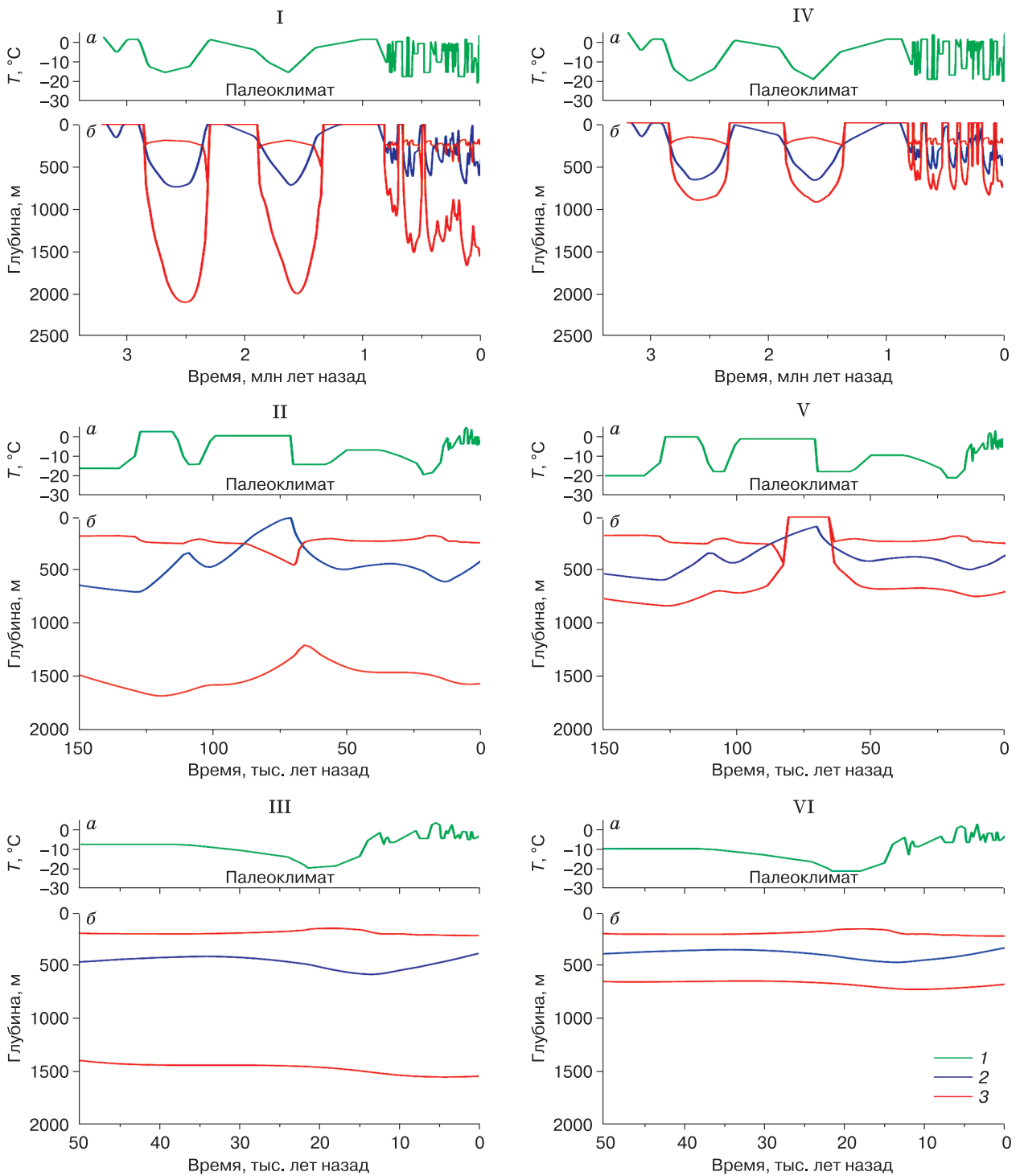


Рис. 5. Вариации палеоклимата (а, линии 1), глубины основания зоны многолетнемерзлых пород (б, линии 2), кровли и основания зоны устойчивого существования метановых газогидратов (б, линии 3) для Куюмбинской (I–III) и Уренгойской (IV–VI) площадей.

Вариации глубин представлены для периодов времени: I, IV – 3,4 млн лет; II, V – 150 тыс. лет; III, VI – 50 тыс. лет назад.

шаге Δz в пределах зоны около 4 м. Величина Δt изменялась от 0,1 до 50 лет.

ЭВОЛЮЦИЯ КРИОЛИТОЗОНЫ И ОБЛАСТИ УСТОЙЧИВОГО СУЩЕСТВОВАНИЯ ГАЗОГИДРАТОВ

Нижняя граница слоя многолетнемерзлых пород определяется пересечением кривых вычисленного профиля температуры $T(z, t)$ и температуры ликвидуса льда $T_L(z)$ по (6) (см. рис. 3). Вариации глубины этой границы в течение последних 3400, 150 и 50 тысяч лет представлены на рис. 5 для Куёмбинской (I–III) и Уренгойской (IV–VI) площадей. Для последнего оледенения (23–15 тыс. лет назад) максимальная глубина нижней границы слоя многолетнемерзлых пород достигалась, согласно расчетам, около 13 тыс. лет назад и составляла около 600 м на Куёмбинской и 480 м на Уренгойской площадях. После достижения максимальной толщины слой многолетнемерзлых пород деградировал, глубина его основания в настоящее время составляет 400 и 350 м на соответствующих площадях. Последние значения согласуются с глубинами основания криолитозоны, измеренными на изучаемых площадях [Ершов, 1990; Балобаев, 1991; Фотиев, 2005, 2009]. Моделирование показало, что в настоящее время толщина слоя многолетнемерзлых пород уменьшается со скоростями около 17 и 14 м за 1000 лет на Куёмбинской и Уренгойской площадях соответственно. Это сокращение толщины идет за счет таяния пород снизу криолитозоны.

Глубины кровли и основания зоны устойчивого существования метановых газогидратов (см. рис. 5) определялись пересечением вычисленного профиля температуры $T(z, t)$ с кривой фазового равновесия чистого метана с пресной водой и льдом (см. рис. 3) [Истомин, 1992; Sloan, 1990]:

$$\ln P = A - BT. \quad (7)$$

Здесь P – гидростатическое давление, МПа; T – температура, К; параметры $A = 8,968; 29,112; 36,32; 38,569$, $B = 2196,62; 7694,30; 9735,05; 10378,58 \text{ K}^{-1}$ в пределах интервалов температур $260 \text{ K} < T < 273 \text{ K}$, $272 \text{ K} < T < 283 \text{ K}$, $282 \text{ K} < T < 291 \text{ K}$, $290 \text{ K} < T < 302 \text{ K}$ соответственно. Из анализа рис. 5 следует, что формирование и деградация зон устойчивого существования метановых газогидратов тесно коррелируют с динамикой слоя многолетнемерзлых пород. Согласно расчетам, современные глубины кровли и подошвы зоны устойчивого существования метановых газогидратов составляют 240 и 1530 м на Куёмбинской и 240 и 680 м на Уренгойской площадях. Более глубокое положение этой зоны на Куёмбинской площади

объясняется более холодным термическим режимом ее осадочной толщи.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Аппарат моделирования осадочных бассейнов ГАЛО вместе с прикладным программным пакетом ФРОСТ были применены для расчета изменения температуры осадочных пород с глубиной при погружении осадочного бассейна Западной и Восточной Сибири в районе Уренгойской (скв. 411) и Куёмбинской (скв. 12) площадей. Из расчетов следует, что вариации климата в плиоцене и голоцене привели к понижению температуры пород на $15\text{--}20^\circ\text{C}$ в верхних 1500 метрах осадочного разреза и на $8\text{--}10^\circ\text{C}$ в его более глубоких частях. Показано, что более тонкий осадочный покров бассейна, а значит, и более близкое к поверхности залегание его фундамента обусловили более интенсивное охлаждение пород в разрезе Куёмбинской площади, чем в Уренгойской, хотя последняя расположена севернее. Расчеты демонстрируют, что процессы формирования и деградации зон устойчивого существования газогидратов в плиоцен-голоценовое время находились в тесной корреляции с событиями формирования и деградации слоя многолетнемерзлых пород и повторялись неоднократно в течение последних 3 млн лет.

Авторы выражают искреннюю признательность известным специалистам по геотермии и эволюции зон многолетнемерзлых пород Сибири А.Д. Дучкову и С.М. Фотиеву за то, что они взяли на себя труд просмотреть работу и сделали ряд ценных замечаний, способствовавших улучшению текста статьи.

Литература

- Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М., Наука, 1993, 457 с.
- Балобаев В.Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы Севера Азии. Новосибирск, Наука, 1991, 193 с.
- Балобаев В.Т., Тетельбаум А.С., Мордовский С.Д. Двумерная математическая модель гидродинамического поля в подмерзлотной толще при изменениях мощности криолитозоны // Криосфера Земли, 1999, т. III, № 4, с. 48–53.
- Беляев С.Ю., Башарин А.К. Современная структура, история формирования и нефтегазоносность зоны сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 4, с. 736–745.
- Величко А.А. Структура термических изменений палеоклиматов мезокайнозоя по материалам изучения Восточной Европы // Климаты Земли в геологическом прошлом. М., Наука, 1987, с. 5–43.
- Волкова В.С. Колебания климата в Западной Сибири в позднелипценное и четвертичное время // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири: Сб. тр. Новосибирск, Наука, 1991, с. 30–40.
- Волкова В.С. Динамика природной среды и климат казанцевского межледниковья в Западной Сибири (по данным палинологии) // Всероссийское совещание по изучению

- четвертичного периода: Тезисы докл. М., ГИН РАН, 1994, с. 58.
- Вотах М.П., Климанов В.А.** Растительность и климат Томи-Обского района в голоцене // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 10, с. 25–31.
- Галушкин Ю.И.** Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. М., Науч. мир, 2007, 456 с.
- Галушкин Ю.И., Лопатин Н.В.** Криолитозона в плейстоцен-голоценовой истории Уренгойского района Западной Сибири // Докл. РАН, 1997, т. 356, № 3, с. 393–397.
- Галушкин Ю.И., Симоненкова О.И., Лопатин Н.В.** Влияние формирования гигантских скоплений газа на термический режим осадочной толщи Уренгойского месторождения Западно-Сибирского месторождения // Геохимия, 1999, № 12, с. 1335–1344.
- Дучков А.Д.** Тепловое поле недр Сибири / А.Д. Дучков, С.В. Лысак, В.Т. Балобаев и др. Новосибирск, Наука, 1987, 196 с.
- Ершов Э.Д.** Общая геокриология. М., Недра, 1990, 560 с.
- Западная Сибирь.** Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен–голоцен / Ред. А.А. Величко. М., Наука, 1993, вып. 1, с. 27–46.
- Зубаков В.А.** Глобальные климатические события неогена. Л., Гидрометеоздат, 1990, 223 с.
- Изменение климата и ландшафтов за последние 65 млн лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена)** / Ред. А.А. Величко. М., ГЕОС, 1999, 260 с.
- Истомин В.А.** Газовые гидраты в природных условиях / В.А. Истомин, В.С. Якушев. М., Недра, 1992, 236 с.
- Карслоу Г.** Теплопроводность твердых тел / Г. Карслоу, Д. Егер. М., Наука, 1964, 487 с.
- Климанов В.А.** Особенности вариаций климата Северной Евразии в последний ледниковый период и голоцене // Бюл. МОИП, 1994, т. 69, № 1, с. 58–63.
- Климанов В.А., Клименко В.В.** Вариации температуры в климатические оптимумы голоцена и плейстоцена // Докл. РАН, 1995, т. 342, № 2, с. 242–245.
- Конторович А.Э.** Геология нефти и газа Западной Сибири / А.Э. Конторович, И.И. Нестеров, Ф.К. Салманов и др. М., Недра, 1975, 250 с.
- Крайнов С.В.** Гидрогеохимия / С.В. Крайнов, В.М. Швец. М., Недра, 1992, 264 с.
- Кудрявцев В.А.** Мерзлотоведение. М., Изд-во Моск. ун-та, 1981, 240 с.
- Кудрявцев С.А.** Численные исследования термофизических процессов в сезонномерзлых грунтах // Криосфера Земли, 2003, т. VII, № 4, с. 76–81.
- Никишин А.М., Соборнов К.О., Прокофьев А.В., Фролов С.В.** Тектоническая эволюция Сибирской платформы в течение венда и фанерозоя // Вестн. Моск. ун-та, 2010, № 1, с. 1–16.
- Розен О.М.** Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника, 2003, № 3, с. 3–21.
- Романовский Н.Н., Елисеева А.А., Гаврилов А.В. и др.** Многолетняя динамика толщ мерзлых пород и зоны стабильности гидратов газов в рифтовых структурах арктического шельфа Восточной Сибири (Сообщение 1) // Криосфера Земли, 2005, т. IX, № 4, с. 42–53.
- Романовский Н.Н., Елисеева А.А., Гаврилов А.В. и др.** Многолетняя динамика толщ мерзлых пород и зоны стабильности гидратов газов в рифтовых структурах арктического шельфа Восточной Сибири (Сообщение 2) // Криосфера Земли, 2006, т. X, № 1, с. 29–38.
- Романовский Н.Н., Хуббертен Х.-В., Гаврилов А.В. и др.** Эволюция мерзлых толщ и зоны стабильности гидратов газов в среднем плейстоцене–голоцене на шельфе восточной части Евразийской Арктики // Криосфера Земли, 2003, т. VII, № 4, с. 51–64.
- Сигунов Ю.А., Фартышев А.И.** Исследования эволюции криолитозоны Арктического шельфа методами математического моделирования // Геология и геофизика, 1991, № 8, с. 24–31.
- Сигунов Ю.А., Фартышев А.И.** Промерзание и протаивание Восточно-Арктического шельфа в позднем плейстоцене (вычислительный эксперимент) // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 9, с. 36–41.
- Фотиев С.М.** Современные представления об эволюции криогенных областей Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене (Сообщение 1) // Криосфера Земли, 2005, т. IX, № 2, с. 3–22.
- Фотиев С.М.** Современные представления об эволюции криогенных областей Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене (Сообщение 2) // Криосфера Земли, 2006, т. X, № 2, с. 3–26.
- Фотиев С.М.** Криогенный метаморфизм пород и подземных вод (условия и результаты). Новосибирск, Акад. изд-во "Гео", 2009, 279 с.
- Хераскова Т.Н., Каплан С.А., Галуев В.И.** Структура Сибирского кратона и его западной окраины в течение рифея–раннего палеозоя // Геотектоника, 2009, № 2, с. 37–56.
- Чевевер В.Г., Видяпин И.Ю., Мотенко Р.Г., Кондаков М.В.** Определение содержания незамерзшей воды в грунтах по изотермам сорбции–десорбции // Криосфера Земли, 2005, т. IX, № 4, с. 29–33.
- Deming D., Chapman D.S.** Thermal histories and hydrocarbon generation: Example from Utah-Wyoming thrust belt // AAPG Bull., 1989, vol. 73, No. 12, p. 1455–1471.
- Frakes L.A.** Climates throughout geological time. Amsterdam, Elsevier, 1979, 310 p.
- Galushkin Yu.I.** Numerical simulation of permafrost evolution as a part of basin modeling: permafrost in Pliocene–Holocene climate history of Urengoy field in West Siberian basin // Can. J. Earth Sci., 1997, vol. 34, No. 7, p. 935–948.
- Galushkin Yu.I., Yakovlev G.E.** Burial and thermal history of the West Bashkirian sedimentary basins // Tectonophysics, 2004, vol. 379, p. 139–157.
- Jame Y.-W., Norum D.I.** Heat and mass transfer in a freezing unsaturated porous medium // Water Resources Res., 1980, vol. 16, No. 4, p. 811–819.
- Konrad J.M., Seto J.T.C.** Freezing of a clayey silt contaminated within organic solvent // J. Contamin. Hydrol., 1991, vol. 8, No. 3/4, p. 335–355.
- Lachenbruch A.H., Sass J.H., Marshall B.V., Moses T.H.** Permafrost, heat flow and the geothermal regime at Prudhoe Bay, Alaska // J. Geophys. Res., 1982, vol. 87, p. 9301–9316.
- Lebret P., Dupas A., Clet M. et al.** Modeling of permafrost thickness during the late glacial stage in France: preliminary results // Can. J. Earth Sci., 1994, vol. 31, p. 959–968.
- Nixon J.F.** Thermal simulation of subsea saline permafrost // Can. J. Earth Sci., 1986, vol. 23, p. 2039–2046.
- Sloan E.D.** Clathrate hydrates of natural gases. N.Y., Marcel Dekker Inc., 1990, 641 p.

Поступила в редакцию
31 января 2011 г.