

УДК 551.89

**ФОРМИРОВАНИЕ И ДЕГРАДАЦИЯ КРИОГЕННЫХ ТОЛЩ
НА УРЕНГОЙСКОЙ И КУЮМБИНСКОЙ ПЛОЩАДЯХ СИБИРИ.
Часть 2. ВЛИЯНИЕ ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ МЕРЗЛЫХ ПОРОД
НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ И ТЕПЛООВОГО ПОТОКА
В ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩЕ С ГЛУБИНОЙ**

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

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,

Музей земледоведения, 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*

На примерах осадочных разрезов скважины 414 Уренгойского месторождения Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна и скважины 12 Куюмбинской площади Камовского свода Восточно-Сибирской платформы проведена численная реконструкция динамики распределений температуры и теплового потока по глубине в плиоцен-четвертичный период резких изменений климата региона. Вычисления показывают, что увеличение содержания солей в грунтовых водах от 1 до 30 г/л понижает температуру начала плавления льда почти на 2 °С и при прочих равных условиях термического режима бассейна приводит к уменьшению почти на 100 м толщины слоя многолетнемерзлых пород. Расчеты показывают, что аналогичный эффект будет иметь место и при переходе от формы кривой содержания незамерзшей воды в породах, типичной для песчаных пород, к форме кривой, учитывающей изменение литологии пород с глубиной. Результаты моделирования эволюции термического режима осадочного чехла бассейнов демонстрируют, что распределения температуры и теплового потока по глубине в современном разрезе, полученные с учетом вариаций климата только последних 50 тысяч лет, будут заметно отличаться от распределений, учитывающих вариации последних 200 тысяч и 3,4 миллиона лет, а оценки глубин нижней границы современного слоя многолетнемерзлых пород будут различаться в два раза и более.

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

**PERMAFROST FORMATION AND DEGRADATION
IN THE URENGOY AND KUYUMBINSKAYA AREAS OF SIBERIA.
Part 2. INFLUENCE OF VARIATIONS IN THERMOPHYSICAL PARAMETERS OF FROZEN ROCKS
ON TEMPERATURE AND HEAT FLOW DISTRIBUTIONS WITH DEPTH**

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*

Numerical reconstructions of variations in distributions of temperature and heat flow with depth during the Pliocene–Holocene period of great climate variations have been carried out on the example of sedimentary sections of the Urengoy field in the West Siberian Basin (well 414) and the Kuyumbinskaya area in the East Siberian Platform (the Kamov swell, well 12). The calculations confirm that an increase in salt content in underground water from 1 to 30 g/l decreases the ice melting temperature just by 2 °C. At the other equal conditions, it results in a decrease in permafrost thickness almost by 100 m. The calculations demonstrate that a similar effect will take place also when the content of unfrozen water typical of sands is replaced by the one taking into consideration the change of rock lithology with depth. The modeling results demonstrate that the temperature and heat flow distributions with depth in the present-day sedimentary section of the basin, obtained with consideration of climate variations only during the last 50 000 years, will differ significantly from the distributions with the climate variations during the last 200 000 or 3 400 000 years. The corresponding estimations of the lower boundary of permafrost zone will differ by 2 and more times.

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

Часть 1 “Применение системы моделирования осадочных бассейнов ГАЛО” опубликована в журнале “Криосфера Земли”, 2012, т. XVI, № 1, с. 3–11.

ВВЕДЕНИЕ

В первой части нашего исследования [Галушкин и др., 2012] было рассмотрено применение аппарата моделирования бассейнов ГАЛО и прикладного пакета программ ФРОСТ для реконструкции процессов формирования слоев многолетнемерзлых пород и глубинных распределений температуры в осадочных толщах Западно-Сибирского бассейна (скв. 411, Уренгойская площадь) и Восточно-Сибирской платформы (скв. 12 на Куюмбинской площади Камовского свода, в 150–200 км к северу от широтного русла р. Ангара) в плиоцен-четвертичный период резких вариаций климата. Там же подробно описаны алгоритмы вычислений и приведен анализ результатов моделирования, касающийся изменения во времени мощности слоя многолетнемерзлых пород и зоны устойчивого существования метановых газогидратов. Настоящая работа сконцентрирована на изучении влияния петрофизических параметров мерзлых и талых пород, таких как концентрации солей в поровых водах пород бассейна, форма кривой содержания незамерзшей воды в порах этих пород (в зависимости от доли тонкозернистых фракций в породе), а также длительности периода резких колебаний климата, на распределения температуры и теплового потока по глубине в осадочном разрезе, а также на динамику зоны мерзлых пород во времени.

В первой части исследования отмечалось, что температурный профиль $T(z)$, вычисленный для времени 3,5–3,0 млн лет назад в рамках общего моделирования бассейнов, служил начальным распределением температуры для реконструкции термического режима толщи в плиоцен-четвертичный период развития бассейна с использованием подходящей модели изменения среднегодовых температур в моделируемом районе [Галушкин и др., 2012]. Существенно, что в этих вычислениях учитывались вариации по глубине и времени теплофизических параметров пород, включая содержание незамерзшей влаги в их порах. Все эти параметры изменялись с глубиной в соответствии с вариациями литологии пород и температуры. В этой части исследования будет подробнее рассмотрено влияние вариаций этих параметров на результаты моделирования.

ВАРИАЦИИ ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ПОРОД С ГЛУБИНОЙ

Распределение температуры (T) в осадочном чехле бассейна находится решением нестационарного одномерного уравнения теплопроводности, приведенного в работе [Галушкин и др., 2012] и содержащего теплофизические параметры пород (теплопроводность K и теплоемкость C_v , зависящие от пористости пород ϕ , глубины их погружения z и времени t). В этой же работе приведены формулы, по которым рассчитываются теплофи-

зические параметры пород. В частности, теплопроводность пород вычисляется через произведение теплопроводностей матрицы пород (K_m), воды (K_w) и льда (K_i) [Lachenbruch et al., 1982]:

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

$$K = K_m^{(1-\varphi(z))} \cdot K_w^{\varphi(z)W(T)} \cdot K_i^{\varphi(z)(1-W(T))} \quad \text{для } T < T_L,$$

где T_L – температура ликвидуса льда; $W(T)$ – содержание незамерзшей воды в порах породы (рис. 1, 2). Теплопроводность льда ($K_i = 2,26$ Вт/(м·К)) почти в 4 раза превышает ее значение для воды ($K_w \approx 0,56$ мВт/м²), поэтому теплопроводность мерзлых пород сильно зависит от содержания незамерзшей воды в порах пород $W(T)$ [Кудрявцев, 1981; Еришов, 1990; Lachenbruch et al., 1982]. С этим эффектом связано, например, заметное уменьшение теплопроводности пород выше подошвы слоя многолетнемерзлых пород ($T \approx T_L$), где имеет место переход от мерзлых пород к талым породам (см. рис. 1, б, е). В целом рис. 1 демонстрирует изменение с глубиной температуры осадочных пород, их теплопроводности, теплоемкости и содержания незамерзшей воды в порах пород в современном осадочном разрезе, рассчитанные для реального изменения литологии пород с глубиной в осадочных разрезах скв. 411 Уренгойской и скв. 12 Куюмбинской площадей.

Распределение теплопроводности пород по глубине оказывает заметное влияние на температурный режим криолитозоны. Так, осадочный разрез Куюмбинской площади характеризуется более глубоким распространением многолетнемерзлых пород и положением основания зоны устойчивого существования метановых газогидратов по сравнению с Уренгойской площадью (см. рис. 1, а, д и рис. 5 в работе [Галушкин и др., 2012]), несмотря на то, что Куюмбинская площадь расположена южнее и отличается более высокими среднегодовыми температурами. Причина кажущегося противоречия заключается в том, что осадочный покров на Куюмбинской площади заметно тоньше, чем на Уренгойской, так что породы ее фундамента с высокой теплопроводностью оказываются ближе к поверхности, чем на Уренгойской площади. Это приводит к более интенсивному охлаждению осадочного чехла (см. рис. 1). Определенную роль в этом процессе в осадочном разрезе Куюмбинской площади играют также шесть долеритовых интрузий с относительно высокой теплопроводностью пород. К аналогичному эффекту может привести увеличение доли песчаной фракции в осадочных породах бассейна. Типичный пример такого рода представляют верхние части осадочных разрезов дельты р. Маккензи и месторождения Прадха Бей на Аляске, где песчаная фракция преобладает в разрезе, а мощности зоны вечномерзлых пород достигают 500–600 м [Collett, 1993; Hennings et al., 2005].

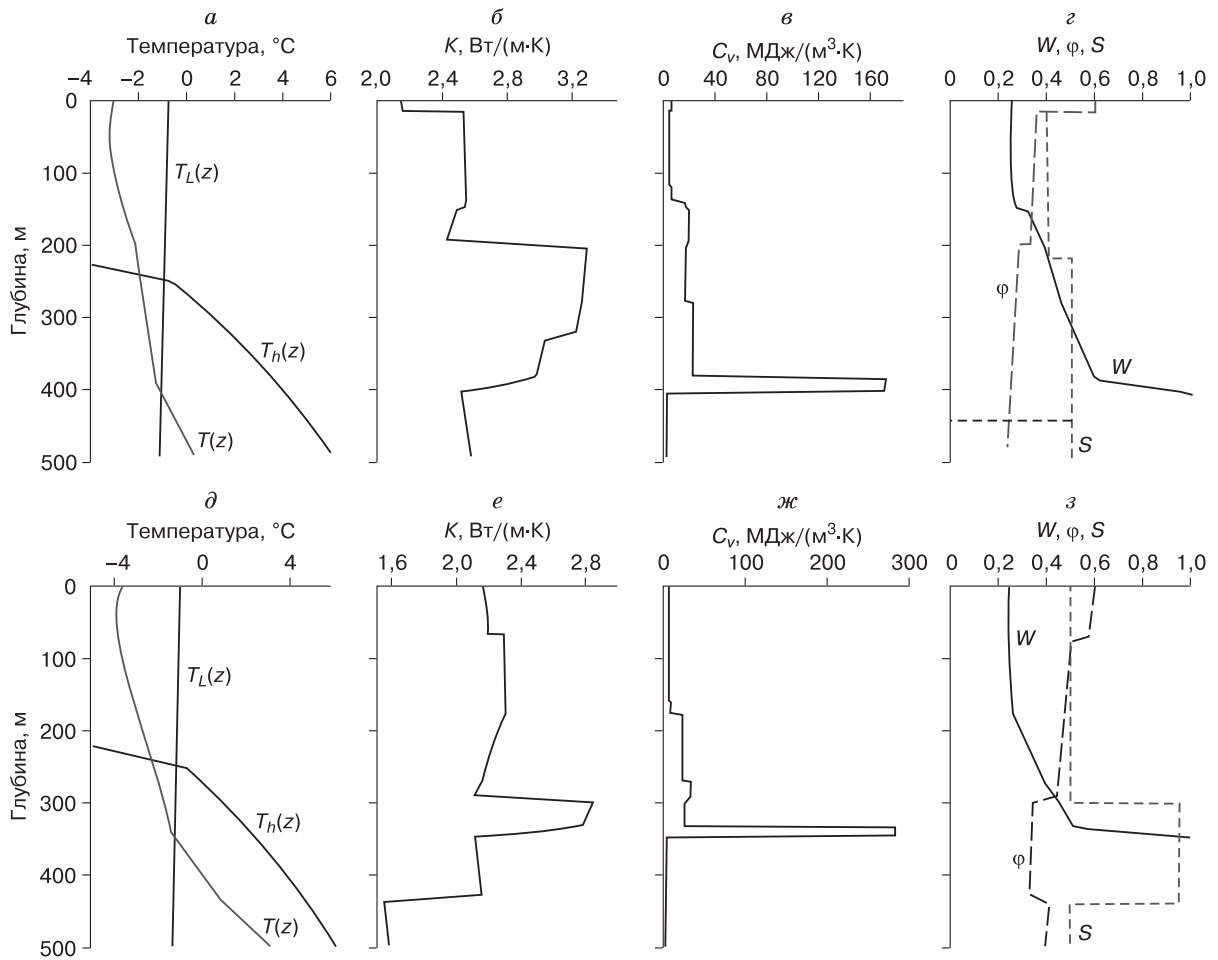


Рис. 1. Вариации теплофизических параметров пород осадочных разрезов Куёмбинской (а–z) и Уренгойской (д–з) площадей с глубиной (z), вычисленные в рамках моделирования эволюции многолетнемерзлых пород.

T – температура пород; T_L – температура ликвидуса льда; T_h – граница устойчивости метановых газогидратов; K – теплопроводность; C_v – эффективная объемная теплоемкость; W – содержание незамерзшей воды в порах породы; ϕ – пористость; S – доля грубозернистой (песчаной) фракции в породе.

Изменения объемной теплоемкости пород (C_v) с глубиной, рассчитанные в модели для современного разреза, представлены на рис. 1, в, ж. В пакете моделирования ФРОСТ значения C_v вычислялись через значения теплоемкостей матрицы пород (C_{vm}), воды (C_{vw}) и льда (C_{vi}) по формулам [Lachenbruch et al., 1982; Deming, Chapman, 1989]:

$$C_v = C_{vm}[1 - \phi(z)] + C_{vw} \phi(z) \text{ для } T > T_L; \quad (2)$$

$$C_v = C_{vm}[1 - \phi(z)] + C_{vw} \phi(z)W(T) + C_{vi}\phi(z)[1 - W(T)] + \rho_L(dW(T)/dT) \text{ для } T < T_L. \quad (3)$$

Здесь объемная теплоемкость воды $C_{vw} = 4,187$ МДж/(м³·К) и льда $C_{vi} = 1,926$ МДж/(м³·К); $\rho_L = 335$ МДж/м³ – скрытая теплота плавления льда на единицу объема. Последний член в уравнении (3)

описывает выделение (или поглощение) скрытой теплоты плавления льда в энтальпийном приближении. Как сказано в [Галушкин и др., 2012], этот член в зависимости от формы кривой содержания незамерзшей воды в порах $W(T)$ может увеличивать эффективную теплоемкость мерзлых пород более чем на порядок (см. рис. 1, в, ж, з, з; 2). В той же работе отмечалось, что такие резкие изменения эффективной теплоемкости с глубиной и временем предъявляют жесткие требования к выбору минимальных шагов по глубине и времени в разностной схеме расчета уравнения теплопроводности (см. также [Galushkin, 1997]).

В первой части исследования отмечалось, что температура ликвидуса льда T_L зависит от давления P (МПа) и концентрации соли C_s (NaCl и KCl, г/л) в поровых водах породы [Кудряв-

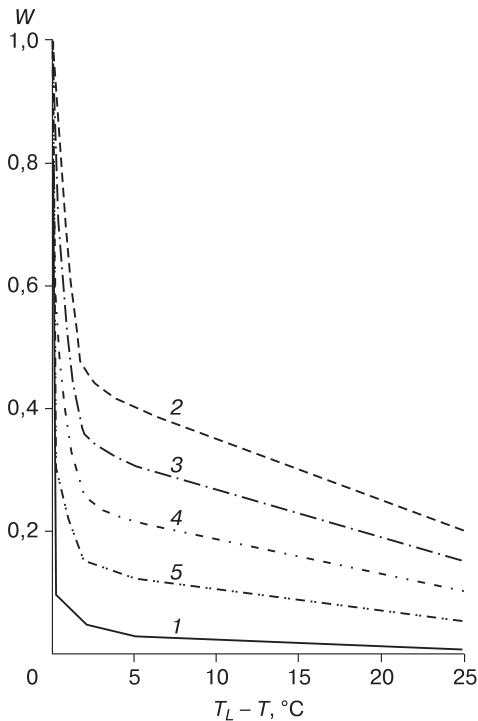


Рис. 2. Содержание незамерзшей воды в порах пород как функция разности температуры ликвидуса льда и температуры пород.

1 – зависимость для грубозернистых пород (песчаник, трещиноватые породы); 2 – зависимость для тонкозернистых пород (глины, известняки) [Кудряцев, 1981; Nixon, 1986]; 3–5 – зависимости для содержаний первой фракции 75, 50 и 25 % соответственно (построенные с использованием кривых 1 и 2).

цев, 1981; Nixon, 1986; Konrad, Seto, 1991] (см. рис. 1, а, д; 3):

$$T_L = 0 \text{ }^\circ\text{C} - 0,073P - 0,064C_s \quad (4)$$

В осадочном разрезе Западно-Сибирского бассейна концентрация солей (C_s) в поровых водах составляет 30 г/л на глубине 3000 м, 20 г/л на глубинах 600–700 м и около нуля (пресные воды) в верхних 50–100 метрах разреза [Крайнов, 1992]. В наших расчетах принималось $C_s = 15$ г/л на Уренгойской площади и $C_s = 12$ г/л на Кюмбинской, так как точный закон изменения C_s с глубиной неизвестен. Изменение T_L с глубиной, вычисленное с принятыми значениями C_s , приведено на рис. 1, а, д. Из уравнения (4) следует, что концентрация солей $C_s = 15$ г/л в поровых водах понижает температуру ликвидуса льда на 0,96 °C по сравнению со значением для пресной воды, что приводит к сокращению рассчитанного значения глубины основания современного слоя многолетнемерзлых пород на 40 м. Для иллюстрации этого факта на рис. 3 представлены результаты расчетов с использованием кривой $W(T)$ для грубозернистых пород

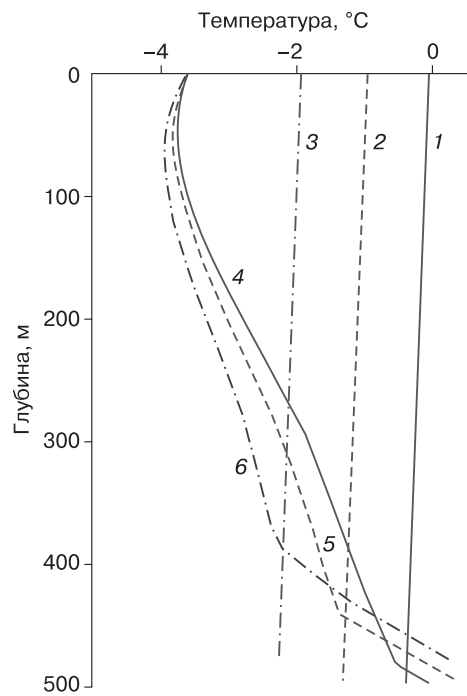


Рис. 3. Влияние содержания солей в поровых водах на современные распределения температуры (кривые 4–6) и температуры ликвидуса льда (кривые 1–3) по глубине.

1, 4 – $C_s = 1$ г/л; 2, 5 – $C_s = 15$ г/л; 3, 6 – $C_s = 30$ г/л.

(см. рис. 2, кривая 1). На рис. 3 видно, что глубина основания слоя многолетнемерзлых пород последовательно уменьшается от 486 до 443 м и затем до 388 м при увеличении содержания солей от 1 до 15 г/л и затем до 30 г/л соответственно. К сожалению, отсутствует информация о влиянии содержания солей в поровых водах C_s на форму кривой $W(T)$, и этот эффект не принимался во внимание в наших расчетах.

ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ФОРМЫ КРИВОЙ $W(T)$ НА РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Поровое пространство пород в пределах зоны многолетнемерзлых пород и ниже ее насыщено льдом и водой [Балобаев, 1991]. Оценка содержания незамерзшей воды в мерзлых породах относится к сложным проблемам геокриологии. В работе [Galushkin, 1997] кривая $W(T)$, определяющая содержание воды в порах пород при отрицательных температурах, выбиралась типичной для грубозернистых пород, т. е. соответствовала малому содержанию незамерзшей воды в порах (см. рис. 2, кривая 1). Согласно этой кривой, около 90 % поровой воды превращается в лед в узком интервале температур: $T_L - 0,2 \text{ }^\circ\text{C} \leq T \leq T_L$. Основанием для

такого выбора кривой $W(T)$ послужили геологические данные о заметной трещиноватости палеогеновых пород северной части Западной Сибири. Резкое изменение градиента температуры на границе зоны мерзлоты (см. рис. 1, 3), видимое практически на всех площадях Западной Сибири с современной криолитозоной [Балобаев, 1991], типично для содержания незамерзших вод в грубозернистых формациях [Lachenbruch et al., 1982]. На Уренгойской площади это изменение связано еще и с преобладанием песчаных фракций у основания современной криолитозоны. В целом, в пределах этой зоны неогеновые породы содержат заметный объем глинистой фракции (см. рис. 1, з). Поэтому в нашей модели развития термического режима криолитозоны форма кривой $W(T)$ менялась с глубиной в зависимости от содержания тонко- и грубозернистых фракций в породе, и содержание незамерзшей воды в порах пород вычислялось по соотношению

$$W(T) = S(z)W_1(T) + (1 - S(z))W_2(T). \quad (5)$$

Здесь $S(z)$ – доля грубозернистых фракций в породе (песчаных, а также трещиноватых глин, известняков, доломитов, мергелей) (см. рис. 1, з, э); $(1 - S)$ – доля тонкозернистых фракций (глин и нетрещиноватых сланцев, известняков, доломитов, мергелей) в тех же породах; $W_1(T)$ и $W_2(T)$ – кривые 1 и 2 на рис. 2. Учет изменения формы кривой $W(T)$ с глубиной в соответствии с изменением литологии пород может приводить к уменьшению оценок максимальной глубины основания многолетнемерзлых пород на 80–100 м по сравнению со значениями, рассчитанными в варианте с единой кривой $W(T)$ для всего осадочного разреза [Galushkin, Yakovlev, 2004].

Оценку этого эффекта можно получить, например, сравнивая распределение $T(z)$, представленное на рис. 3 кривой 5, с распределением, приведенным на рис. 1, д. Обе кривые вычислены для одного осадочного разреза скв. 411 Уренгойской площади при содержании солей в поровых водах $C_s = 15$ г/л и с одной кривой изменения климата (см. рис. 5, IVa в работе [Galushkin et al., 2012]). Варианты расчетов различаются только формой кривой содержания незамерзшей воды $W(T)$, использованной в вычислениях. При моделировании распределения $T(z)$ на рис. 3 использовалась функция $W(T)$ для песчаных пород (см. рис. 2, кривая 1), а распределение $T(z)$ на рис. 1, д рассчитывалось с кривой $W(T)$, построенной с учетом изменения содержания тонкозернистых фракций в породе с глубиной в соответствии с изменением литологии пород в осадочном разрезе (см. соотношение (5); рис. 1, д, э). Рассчитанная мощность современной зоны многолетнемерзлых пород составляет около 443 м в первом случае (см. рис. 3) и 350 м во втором (см. рис. 1, д).

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК В ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩЕ С КРИОЛИТОЗОНОЙ

Вариации климата в плиоцен-четвертичное время оказывали существенное влияние на термический режим осадочных бассейнов Восточной и Западной Сибири [Кудрявцев, 1981; Ершов, 1990; Балобаев, 1991; Фотиев, 2005, 2006]. Согласно результатам моделирования, охлаждающее влияние климата за последние 3,4 млн лет привело к понижению температуры пород на 15–20 °С в верхних 2–4 км осадочного разреза (рис. 4). Вычисленные распределения температур по глубине хорошо согласуются с температурами, измеренными в современном разрезе бассейна (см. рис. 2, г и рис. 4 в работе [Galushkin et al., 2012]). Геотермические исследования в различных районах Западной Сибири показали, что современный тепловой поток здесь не стационарен. Его значения, измеренные на глубинах 1000–1500 м, могут превышать измерения на глубинах 0–200 м в два раза и более [Дучков, 1987; Курчиков, 1992]. Это подтверждается и результатами моделирования (см. рис. 4): тепловой поток резко изменяется в пределах мерзлой зоны и особенно вблизи ее основания. Отклонения современного теплового потока от регионального в пределах толщи многолетнемерзлых пород могут достигать 30–50 мВт/м² и уменьшаются с ростом глубины (см. рис. 4). Следовательно, оценки “невозмущенного” глубинного (регионального) теплового потока в северных районах Западной и Восточной Сибири, полученные на основе измерений температур на глубинах менее 1000 м, могут быть некорректными, если не вводить поправку на климатический фактор.

ВЛИЯНИЕ ПОСЛЕДНИХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА СОВРЕМЕННЫЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ И ТЕПЛОВОГО ПОТОКА ПО ГЛУБИНЕ

Кривые изменения палеоклимата в последние 3,4 млн лет, используемые при моделировании эволюции толщи многолетнемерзлых пород, обсуждались в работе [Galushkin et al., 2012] и там же на рис. 5 приведены сами кривые. Можно отметить, что временные интервалы потепления и похолодания климата на Уренгойской площади Западно-Сибирского бассейна в общем близки к аналогичным на Камовском своде в Восточной Сибири (см. [Galushkin et al., 2012, рис. 5; Фотиев, 2005, 2006, 2009]). Однако климат в пределах Камовского свода, расположенного на 6° южнее Уренгойской площади, будет в целом на 1–4 °С теплее климата Уренгоя. Тем не менее осадочный разрез Куюмбинской площади характеризуется более низкими температурами пород и более глубоким залеганием подошвы зоны мерзлых пород

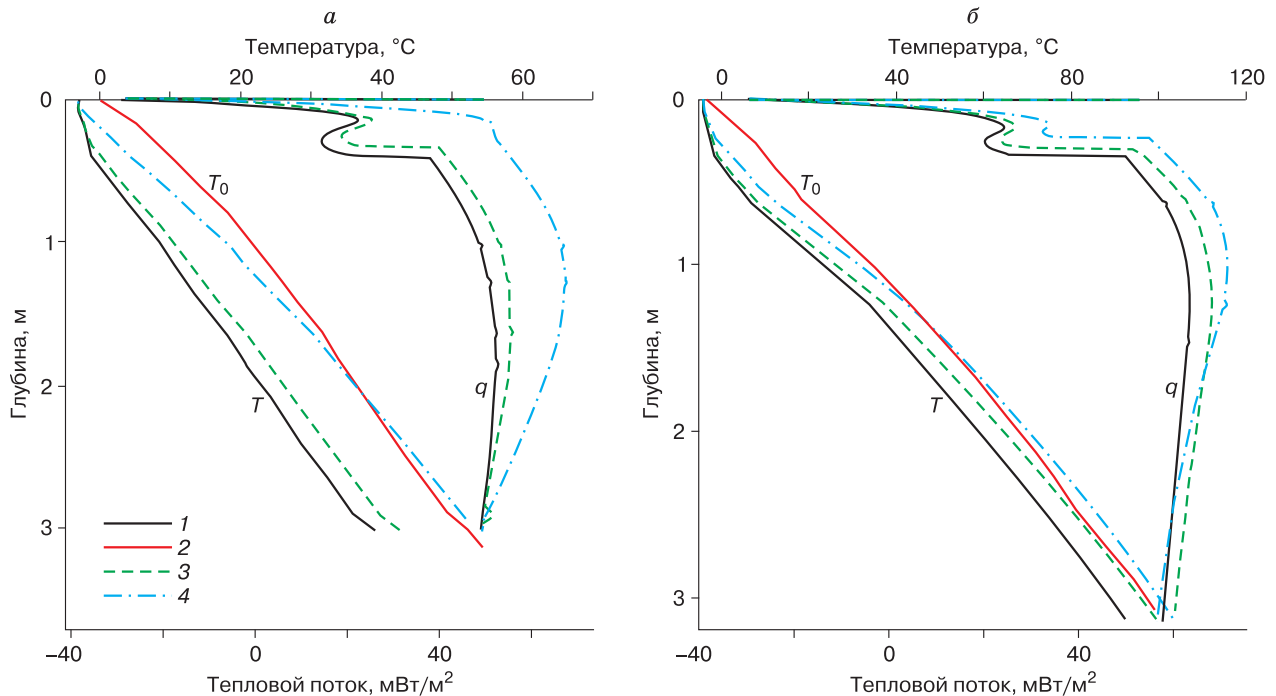


Рис. 4. Современные распределения температуры T и теплового потока q по глубине, вычисленные с учетом вариаций климата для скв. 12 Куюмбинской площади (а) и скв. 411 Уренгойской площади (б): 1, 2 – 3,4 млн лет назад; 3 – 200 тыс. лет назад; 4 – 50 тыс. лет назад; T_0 – исходное распределение температуры при моделировании эволюции многолетнемерзлых пород.

(см. рис. 1, а, д), что во многом объясняется более мелким залеганием пород фундамента на Куюмбинской площади по сравнению с Уренгойским районом Западной Сибири.

Исследования показывают, что зона мерзлоты начала формироваться в Сибири около 3,25 млн лет назад [Фотиев, 2009]. Первый период похолодания был наиболее коротким (3,25–3,1 млн лет назад) и наименее холодным [Изменение..., 1999; Фотиев, 2005, 2006, 2009]. Период похолодания с 2,82 по 2,47 млн лет назад был более суровым: зона мерзлоты существовала непрерывно почти 300 тыс. лет. В последующее время периоды формирования и деградации толщи многолетнемерзлых пород повторялись неоднократно. Так, в течение раннего и среднего плейстоцена (с 1,806 по 0,126 млн лет назад) было 11 криохронов (периодов с формированием криолитозон), когда среднегодовая температура была на 8–12 °С ниже современной (как в сарганское время), и 7 термохронов со среднегодовыми значениями на 2–4 °С выше современных (как в казанцевское время) [Изменение..., 1999; Фотиев, 2005, 2006, 2009].

Определенный интерес представляет динамика формирования современных профилей температуры и теплового потока с глубиной. На рис. 4 линии 1, 2 показывают современные распределе-

ния температуры (T) и теплового потока (q) по глубине, вычисленные с учетом вариаций климата в последние 3,4 млн лет. Линии 3, 4 на рис. 4 показывают те же распределения $T(z)$ и $q(z)$ в современном разрезе бассейна, вычисленные с учетом вариаций климата за последние 200 и 50 тыс. лет соответственно. Видно, что расчеты с учетом вариаций климата последних 200 тыс. лет дают распределения $T(z)$ и $q(z)$ в современном разрезе, близкие к вычисленным с учетом вариаций климата всего временного интервала последних 3,4 млн лет. Отклонения наблюдаются лишь на глубинах более 2–3 км. В то же время для временного интервала 50 тыс. лет расстояние, проходимое тепловой волной и пропорциональное \sqrt{kt} , будет как минимум в 2 раза меньше (t – время; k – коэффициент термической диффузии породы; $k = K/(\rho C_p)$, где K – теплопроводность породы, ρ – плотность породы, C_p – теплоемкость породы). Поэтому распределения $T(z)$ и $q(z)$ в современном разрезе, полученные с учетом вариаций климата только последних 50 тыс. лет, будут существенно отличаться от распределений, полученных с учетом вариаций последних 200 тыс. и 3,4 млн лет (см. рис. 4). Заметными получаются различия и в оценках современной глубины нижней границы толщи многолетнемерзлых пород, которая в

вычислениях, полученных с учетом вариаций климата в течение последних 3,4 млн, 200 тыс. и 50 тыс. лет, уменьшается от 402 до 352 м и затем до 161 м на Куюмбинской площади и от 346 до 300 м и затем до 233 м для разреза скв. 411 Уренгойской площади соответственно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование показало, что распределение температуры и теплового потока по глубине в современных осадочных разрезах бассейнов северных широт существенно зависит от литологии и мощности осадочного разреза, содержания солей в поровых водах и динамики изменения климата. Увеличение содержания тонкозернистых фракций в породе имеет следствием уменьшение мощности современной зоны многолетнемерзлых пород. Увеличение содержания солей в поровых водах даст аналогичный эффект. Анализ показал, что ограничение последними 50 тыс. лет при учете влияния резких колебаний климата на формирование зоны многолетнемерзлых пород может приводить к ошибкам в оценках мощности этой зоны в 2–3 раза. Соответствующие отклонения ожидаются и в рассчитанных распределениях теплового потока и температуры в осадочном разрезе бассейна.

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.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 08-05-00315).

Литература

- Балобаев В.Т.** Геотермия мерзлой зоны литосферы Севера Азии. Новосибирск, Наука, 1991, 193 с.
- Галушкин Ю.И., Ситар К.А., Фролов С.В.** Формирование и деградация криогенных толщ на Уренгойской и Куюмбинской площадях Сибири. Часть 1. Применение системы моделирования осадочных бассейнов ГАЛО // Криосфера Земли, 2012, т. XVI, № 1, с. 3–11.
- 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.
- Изменение** климата и ландшафтов за последние 65 млн лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена) / Под ред. А.А. Величко. М., ГЕОС, 1999, 260 с.
- Истомин В.А., Чувиллин Т.М., Махонина Н.А., Буханов Б.А.** Определение температурной зависимости содержания незамерзшей воды в грунтах по потенциалу влаги // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 2, с. 35–43.
- 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.
- Курчиков А.Р.** Гидрогеологические критерии нефтегазонасности. М., Недра, 1992, 231 с.
- 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, Академ. изд-во "Гео", 2009, 279 с.
- Collett T.S.** Natural gas hydrates of the Prudhoe Bay Kuparuk River area, North Slope, Alaska // AAPG Bull., 1993, vol. 77, No. 5, p. 793–812.
- 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.
- 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.
- Hennings J., Huenges E., Burkhardt H.** In situ thermal conductivity of gas-hydrate-bearing sediments of the Mallik 5L-38 well // J. Geophys. Res., 2005, vol. 110, No. B11206, p. 1–11.
- Konrad J.M., Seto J.T.C.** Freezing of a clayey silt contaminated within organic solvent // J. Contam. 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.
- Nixon J.F.** Thermal simulation of subsea saline permafrost // Can. J. Earth Sci., 1986, vol. 23, p. 2039–2046.

Поступила в редакцию
31 января 2011 г.