
ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ГЕОСФЕР

УДК 552.5

EDN OPESTC

DOI 10.29003/m4154.0514-7468.2023_46_2/144-162

ТЕРМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КРИОЛИТОЗОНЫ В ОСАДОЧНОМ РАЗРЕЗЕ ТЮМЕНСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ СГ-6

Ю.И. Галушкин*

Термическая эволюция криолитозоны в осадочном разрезе Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6 численно восстановлена с использованием программного пакета ICE2020, представляющего часть системы моделирования плоских бассейнов ГАЛО. Термическая эволюция осадочной толщи в последние 3,5 млн лет рассматривается как заключительный этап моделирования бассейна, формирование которого началось с континентального рифтогенеза в поздней перми. Резкие изменения климата в позднем плиоцене–голоцене привели к снижению температуры пород на 15–20 °С в верхних 1–1,5 км осадочного разреза скв. СГ-6. Максимальная мощность криолитозоны в исследуемом районе составляла около 711 м и достигалась около 2,6 млн лет назад. Для последнего ледникового периода (23–18 тыс. лет назад) максимальная мощность криолитозоны в районе скв. СГ-6 достигалась около 14,5 тыс. лет назад, составляя около 412 м. Согласно моделированию, в настоящее время основание криолитозоны в том же районе находится на глубине около 311 м, и сама зона деградирует со скоростью около 13 м/1000 лет. Результаты расчётов с базой климатических данных, ограниченной последними 50 и 100 тыс. лет, заметно отличаются от результатов моделирования с полной базой данных за последние 3,5 млн лет.

Ключевые слова: скважина СГ-6, температура пород, криолитозона, тепловой поток, моделирование бассейнов.

Ссылка для цитирования: Галушкин Ю.И. Термическая история формирования криолитозоны в осадочном разрезе Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6 // Жизнь Земли. 2024. Т. 46, № 2. С. 144–162. DOI: 10.29003/m4154.0514-7468.2023_46_2/144-162.

Поступила 14.05.2024 / Принята к публикации 29.05.2024

* Галушкин Юрий Иванович – д.тех.н., в.н.с. Музея земледования МГУ, yu_gal@mail.ru.

THERMAL HISTORY OF THE PERMAFROST FORMATION IN THE SEDIMENTARY SECTION OF THE TYUMEN SUPERDEEP SG-6 WELL

Yu.I. Galushkin, Dr. Sci (Technical)

Lomonosov Moscow State University (Earth Science Museum)

The thermal evolution of the permafrost in the sedimentary section of the Tyumen superdeep SG-6 well has been numerically reconstructed using the ICE2020 software package, which is part of the GALO flat basin modeling system. The thermal evolution of the sedimentary strata in the last 3.5 My is considered as the final stage of the basin modeling, whose formation began with continental rifting in the Late Permian. Abrupt climate changes in the late Pliocene–Holocene led to a decrease in the rock temperature by 15–20°C in the upper 1–1.5 km of the SG-6 sedimentary section. The maximum thickness of the permafrost in the study area was about 711 m, reached 2.6 Mya. The maximum thickness of the permafrost for the last ice age (23–18 thousand years ago) was 412 m, reached about 14.5 thousand years ago. According to our modeling, the modern base of the permafrost is at the depth of 311 m and is degrading with the rate about 13 m/1000 y. The results of our calculations with a database of climatic data limited to the last 50 and 100 thousand years differ markedly from the modeling results with the complete database for the last 3.5 My.

Keywords: SG-6 well, rock temperature, permafrost, heat flow, basin modeling.

For citation: Galushkin, Yu.I., “Thermal history of the permafrost formation in the sedimentary section of the Tyumen superdeep SG-6 well”, *Zhizn Zemli* [Life of the Earth] **46**, no 2, 144–162 (2024) (in Russ., abstr. in Engl.). DOI: 10.29003/m4154.0514-7468.2023_46_2/144-162.

Введение. Литологический состав пород осадочного разреза в заметной степени влияет на тепловой режим осадочного чехла бассейнов в периоды неоднократного формирования и деградации криогенной толщи в плиоцен-четвертичное время. Поэтому система моделирования бассейнов, оперирующая с реальными осадочными разрезами исследуемой области, представляет наиболее подходящий инструмент для анализа такой проблемы [9, 32]. Был разработан специальный программный пакет ICE2020 в рамках общей системы моделирования бассейнов ГАЛО, рассматривающий эволюцию криолитозоны в последние 3,5 млн лет как заключительный этап моделирования Западно-Сибирского бассейна (ЗСБ), формирование которого началось с континентального рифтогенеза в поздней перми. К преимуществам пакета ICE2020, помимо рассмотрения реального литологического состава пород, относится также большая глубина нижней границы области расчёта температур. Это позволяло обойти проблемы, связанные с заданием теплового потока на относительно небольших глубинах (в основании осадочного чехла), обычные для численных реконструкций эволюции криолитозон, опубликованных в литературе.

В этой статье программный пакет ICE2020 применяется для численной реконструкции температурного режима, теплового потока и эволюции криолитозоны в последние 3,5 млн лет в осадочном разрезе сверхглубокой скважины СГ-6, расположенной в Колтогорско-Уренгойском грабене ЗСБ (**рис. 1**). Рассматриваемая область ЗСБ детально изучена геологическими, геофизическими и геохимическими методами. Здесь имеется большое число измерений температур горных пород и отражательной способности витринита (ОСВ), необходимых для калибровки численной модели термической эволюции бассейна. Система моделирования бассейнов ГАЛО применялась для реконструкции термической истории бассейна, начиная с континентального рифтогенеза в поздней перми, с учётом ряда особенностей изучаемого района [10]. Реконструкции объясняли

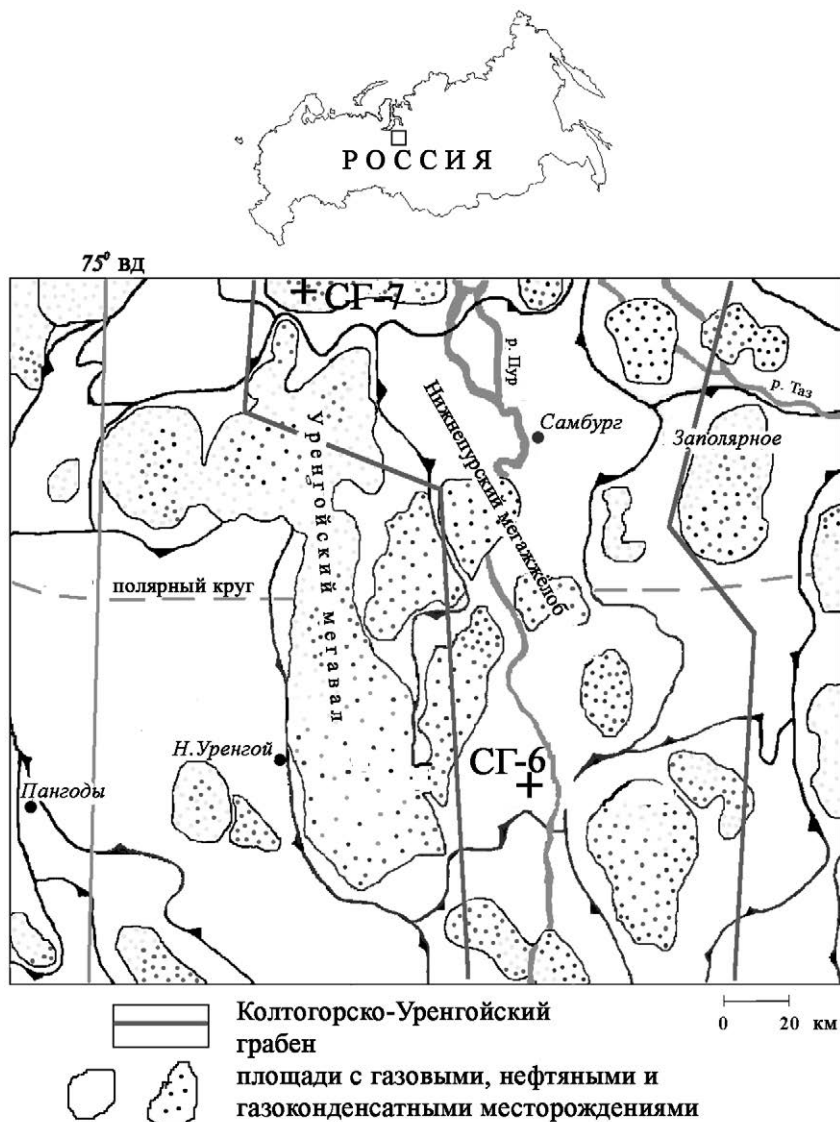


Рис. 1. Положение сверхглубоких скважин СГ-6 и Ен-Яхинская СГ-7 в пределах Колтогорско-Уренгойского рифтового грабена (по [34] с изменениями).

Fig. 1. Locations of the SG-6 and SG-7 superdeep wells in the Koltogor-Urengoy Rift Graben (according to Ref. [34] with changes).

аномально высокий рост зрелости органического вещества (ОВ) в осадочных горизонтах юры и триаса, высокие градиенты температур в верхнем фундаменте и триасово-пермском осадочном комплексе, аномально низкие температуры в верхних 2–4 км осадочной толщи бассейна. Восстановленная термическая история бассейна иллюстрируется на **рис. 2, 3** и подробно обсуждается в [10]. Исходными данными моделирования служили глубины осадочных слоёв, а также значения температур и ОСВ (T и $\%Ro$), измеренные в современном осадочном разрезе скв. СГ-6 (см. рис. 3). Состав пород осадочного разреза

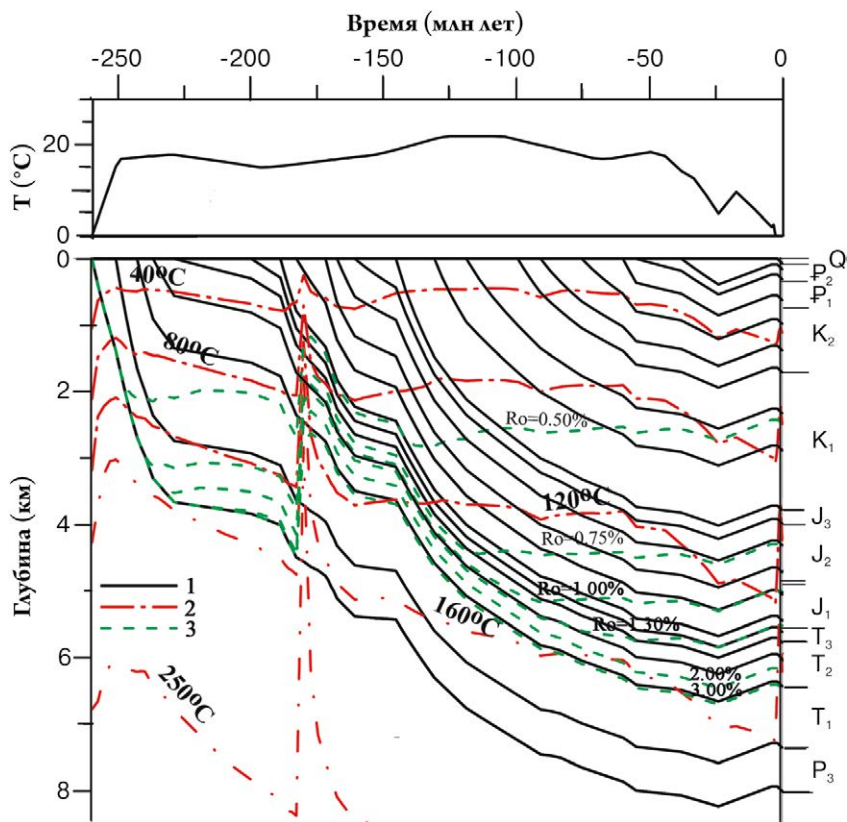


Рис. 2. Термическая история осадочной толщи ЗСБ в районе скв. СГ-6 (согласно [10]).
 1 – основания осадочных слоёв; 2 – изотермы; 3 – изолинии значений ОСВ, %Ro.

Fig. 2. Thermal history of the sedimentary section of WSB in the SG-6 area (according to Ref. [10]).
 1 – bases of the sedimentary layers; 2 – isotherms; 3 – isolines of vitrinite reflectance, %Ro.

и подстилающей литосферы вместе с их петрофизическими характеристиками подробно обсуждаются в работе [10], посвящённой реконструкции термической истории бассейна. Поэтому настоящая статья не рассматривает эти вопросы и её содержание состоит в описании термической эволюции криолитозоны в осадочном разрезе скв. СГ-6 на Уренгойской площади ЗСБ.

При реконструкции термической эволюции криолитозоны распределения температур и петрофизических параметров горных пород с глубиной, вычисленные в рамках системы моделирования бассейна ГАЛО для времени $t = 3,5$ млн лет назад (см. кривые T_0 на рис. 4 и 5), служат начальными распределениями температур и параметров при последующем моделировании эволюции криолитозоны с программным пакетом ISE2020. Отметим, что 3,5 млн лет назад среднегодовая температура в изучаемом районе впервые опустилась ниже нуля по Цельсию.

В соответствии с целью статьи содержание её разделов построено следующим образом. Вначале обсуждаются основные алгоритмы расчёта температуры и тепловых свойств мёрзлых и талых пород, а также мощностей зон пермафроста и устойчивого существования метановых газогидратов. В следующем разделе анализируются особенно-

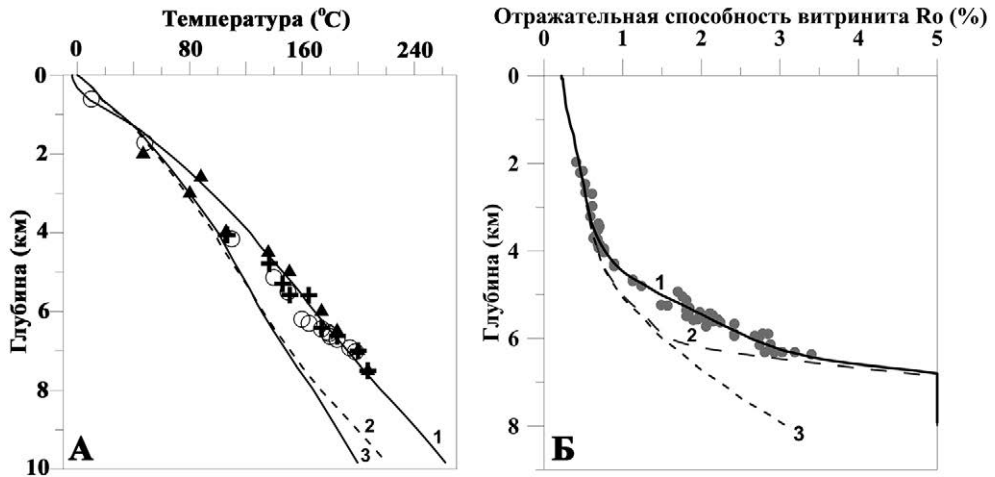


Рис. 3. Распределение температуры (А) и ОСВ (Б) с глубиной в современном разрезе ЗСБ в районе скв. СГ-6 (согласно [10]). Кривые 1 – значения, рассчитанные с учётом внедрения силла в ранней юре, разуплотнения пород нижних горизонтов осадочного покрова и кровли фундамента, гидротермальной активности в позднем плиоцене–раннем плейстоцене и резких колебаний климата в плиоцен-четвертичное время. Кривая 2 на рис. А – расчёты с эффектом разуплотнения. Кривая 2 на рис. Б – расчёты без теплового эффекта гидротермальной активности в плиоцен-четвертичное время. Кривая 3 на рис. А – распределение температур, вычисленное без эффекта разуплотнения пород, без гидротермальной активности и без учёта резких вариаций климата в плиоцен-четвертичное время. Кривая 3 на рис. Б – распределение ОСВ, вычисленное без учёта теплового эффекта от внедрения силла в ранней юре и гидротермальной активности в позднем плиоцене-раннем плейстоцене. Символы на рис. А – значения температур, измеренные в современном разрезе скв. СГ-6 и опубликованные в работах [5, 6, 16, 20]. Символы на рис. Б – значения ОСВ, измеренные в современном разрезе скв. СГ-6 и опубликованные в работах [22, 27].

Fig. 3. Temperature (A) and vitrinite reflectance (Б) distributions with depth in the modern section of WSB in the SG-6 area (according to Ref. [10]). Curves 1 – calculations with consideration of Jurassic sill, decompaction of the rocks in lower sedimentary layers and upper basement, hydrothermal activity in the Late Pliocene – Early Pleistocene and climate variations in Pliocene–Quaternary. Line 2 in Fig. 3A – calculations with consideration of the decompaction effect. Line 2 in Fig. 3B – calculations without consideration of hydrothermal activity in the Late Pliocene – Early Pleistocene. Line 3 in Fig. A – temperature distribution computed without consideration of the rock decompaction, hydrothermal activity and climate variations in Pliocene–Quaternary. Line 3 in Fig. 3B – distribution of vitrinite reflectance with depth computed without consideration of thermal effect from Jurassic sill and hydrothermal activity in the Late Pliocene – Early Pleistocene. Symbols in Fig. 3A – measured temperatures [5, 6, 16, 20]. Symbols in Fig. 3B – vitrinite reflectance measured in the modern section of the SG-6 area [22, 27].

сти распределения температуры и теплового потока с глубиной в пределах и вне криолитозоны. В разделе «Обсуждение» рассматривается вклад различных климатических периодов в процесс формирования современной криолитозоны.

Расчёт температуры и теплофизические свойства мёрзлых и талых пород. Пакет ICE2020 является третьим программным пакетом, разработанным в рамках системы моделирования бассейнов ГАЛО для анализа тепловой эволюции бассейна при резких колебаниях климата с неоднократным формированием и деградацией криолитозон. В предыдущих пакетах ICE-1 и ICE-3 поддерживался тепловой поток в основании осадочного слоя, постоянный в пакете ICE-1 и переменный в ICE-3. Пакет ICE-1 использовался для анализа эволюции криолитозоны на Уренгойском месторождении и подробно описан в [9, 11, 32]. Он применялся также для анализа изменения теплового

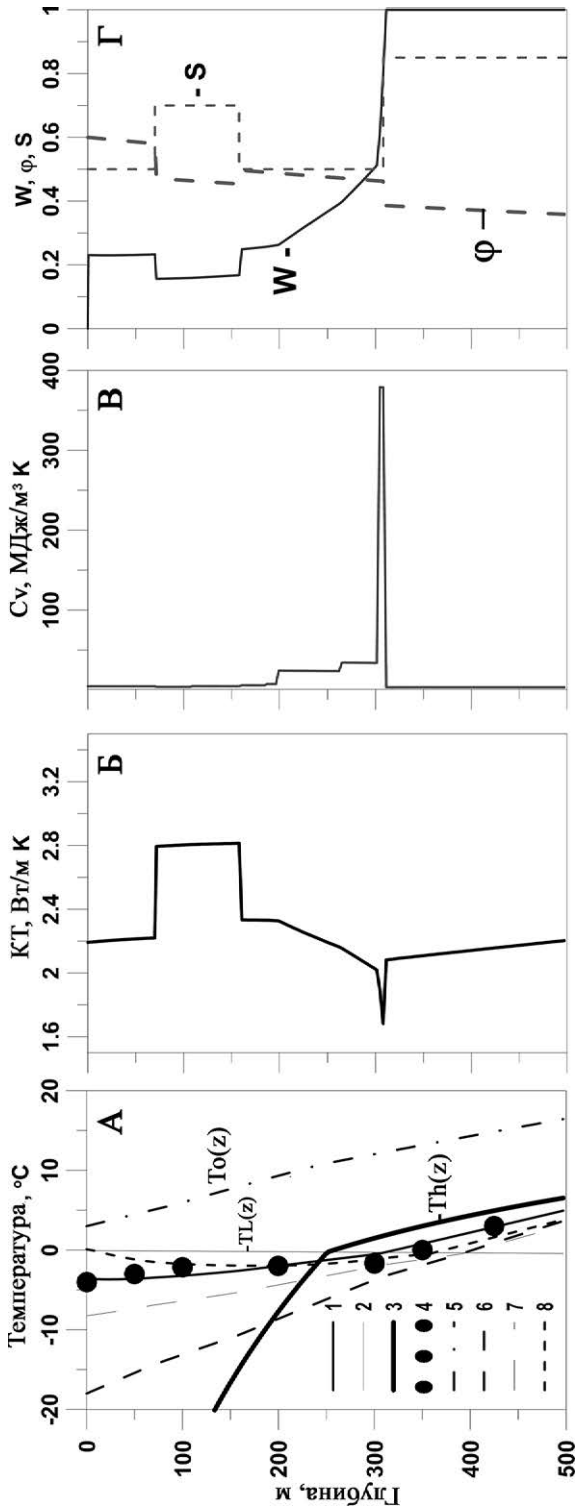


Рис. 4. Рассчитанные изменения температуры и теплофизических параметров пород с глубиной в верхних 500 м современного осадочного разреза скв. СГ-6. А – температура пород: 1 – современное распределение температуры, $T(z)$; 2 – ликвидус льда, $TL(z)$; 3 – граница устойчивого существования метановых гидратов, $Th(z)$; 4 – измерения температуры в скважине СГ-6 [13, 28, 29]; 5, 6, 7 и 8 – распределения температур 3500 ($To(z)$), 18, 10 и 5 тыс. лет назад. Б – теплопроводность, KT ; В – эффективная теплоёмкость пород, Cv ; Г – W – содержание незамерзшей воды в породах, φ – пористость; S – относительное содержание грубозернистой фракции в породе.

Fig. 4. Calculated depth distributions of temperature and petrophysical parameters of rocks in the upper 500 m of the SG-6 modern sedimentary section. А – rock temperatures: 1 – modern temperature distribution, $T(z)$; 2 – ice liquidus temperature $TL(z)$; 3 – boundary of the methane hydrate stability, $Th(z)$; 4 – temperatures measured in the SG-6 well [13, 28, 29]; 5, 6, 7 and 8 – temperature distributions 3500 ($To(z)$), 18, 10 and 5 thousand years ago. В – heat conductivity, KT . В – effective volume heat capacity, Cv ; φ – unfrozen water content in rock pores, W ; φ – porosity, S – relative content of coarse-grained fractions in the rock.

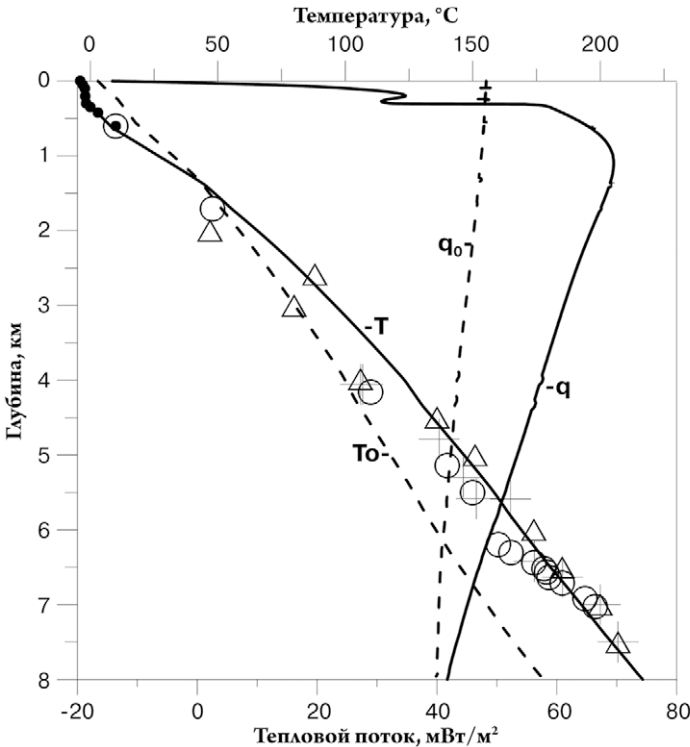


Рис. 5. Начальное и современное распределения температуры (T_0 и T) и теплового потока (q_0 и q) с глубиной, рассчитанные в осадочном разрезе скв. СГ-6. T_0 и q_0 – температура и плотность теплового потока в начальный период времени ($t=3500$ лет назад), T и q – температура и плотность теплового потока в современное время ($t = 0$). Символы – измеренные температуры [3, 5, 6, 13, 16, 20, 27, 28].

Fig. 5. Initial and modern temperature (T_0 and T) and heat flow (q_0 and q) depth distributions computed in the SG-6 sedimentary section. T_0 and q_0 – initial temperature and heat flow distributions ($t=3500$ years ago), T and q – modern temperature and heat flow distributions ($t = 0$). Symbols – measured rock temperatures [3, 5, 6, 13, 16, 20, 27, 28].

потока с глубиной, вызванного вариациями палеоклимата в осадочных бассейнах Южного Урала, где современная криолитозона отсутствует [35]. Пакет ICE-3 использовался при сравнительном анализе эволюции криолитозон в ЗСБ (Уренгойское месторождение) и Сибирской платформе (Куюмбинское месторождение) [11]. Основное преимущество этих пакетов состояло в том, что, будучи блоками общего пакета моделирования бассейнов ГАЛО, они использовали реальный осадочный разрез бассейна, в то время как аналогичные программы для моделирования пермафроста используют упрощённую двух-трёхслойную модель осадочного разреза [4, 25, 26, 38]. К недостаткам пакетов ICE-1 и ICE-3 можно отнести поддержание теплового потока на относительно мелких уровнях глубин (в основании осадочного слоя) и рассмотрение эволюции криолитозон в неизменном осадочном разрезе, который предполагается идентичным современному.

В последней версии ICE2020 программных пакетов эволюции пермафроста, используемой в статье, расчёт температуры осуществляется в той же области, что и расчёты в рамках общего моделирования бассейнов ГАЛО ($0 \leq z \leq ZM$). Она включает осадочный

чехол, консолидированную кору, литосферную мантию и часть подлитосферной мантии [9, 33]. Соответственно, условие на нижней границе области счёта остаётся тем же, что и в общем моделировании: $T = TM$ при $z = ZM$ (см. ниже). Следовательно, отпадает необходимость поддерживать тепловой поток на небольших глубинах (в основании осадочного чехла). В нашем варианте моделирования граничное условие в основании области счёта имело вид: $T = TM \approx 1150$ °С при $z = ZM = 112$ км. Пакет ICE2020 позволяет также анализировать эволюцию криолитозон в осадочном разрезе, мощность которого увеличивается в процессе отложения осадков или уменьшается во время эрозии. Это играло роль в нашем варианте моделирования, т. к. история бассейна в последние 3,5 млн лет включала кроме перерыва (от 3,5 до 1,8 млн лет) ещё и отложение 70 м осадков в четвертичном периоде (см. рис. 2). К преимуществам пакета ICE2020 перед предыдущими версиями ICE-1 и ICE-3 относится также возможность рассчитывать изменение уровня зрелости ОБ глубинных пород в период эволюции криолитозоны. Для многих осадочных бассейнов это не имеет значения из-за короткой продолжительности четвертичного периода. Но для осадочного разреза скв. СГ-6 это было важным, т. к. история развития бассейна в последние 3,5 млн лет включала локальную гидротермальную активизацию нижних горизонтов осадочного чехла (сравни кривые 1 и 2 на рис. 3Б [10]).

Распределения температур и ОСВ, представленные кривыми 2 на рис. 3А, Б, рассчитаны с учётом разуплотнения глубинных осадочных пород, теплового влияния внедрения силла в ранней юре, а также ряда событий растяжения и тепловой реактивизации литосферы бассейна, следующих из анализа временных вариаций тектонического погружения бассейна [10]. Предположение о гидротермальном теплопереносе в нижних горизонтах осадочного чехла в период с 2,5 по 0,7 млн лет назад, помогает преодолеть несогласие значений ОСВ кривой 2 на рис. 3Б с измеренными значениями этого параметра (чёрные кружки на рис. 3Б). В [10] показано, что учёт гидротермальной активности и резких колебаний климата в последние 3,5 млн лет приводит расчётные значения температур на кривой 2 рис. 3А в соответствие со значениями, измеренными в современном разрезе бассейна (кривая 1 на рис. 3А).

Конечно-разностная схема решения уравнения теплопроводности и алгоритмы расчёта теплопроводности, теплоёмкости, температуры мёрзлых и талых пород подробно обсуждаются в работах [9, 11, 32, 33]. Здесь же отметим, что теплопроводность, теплоёмкость и теплогенерация пород рассчитываются, как обычно, через значения этих параметров для матрицы пород, грунтовых вод и льда. Содержание незамёрзшей воды в порых породы при отрицательных температурах, $W(T)$, а вместе с ним и выделение скрытой теплоты плавления льда, зависят от температуры и содержания мелко- и крупнозернистых фракций в породах бассейна [9, 11, 32, 33].

Моделирование с пакетом ICE2020 принципиально отличается от общего моделирования в системе ГАЛО заметно меньшими шагами по времени, dt , что вызвано необходимостью отразить относительно краткосрочные вариации климата в плиоцен-четвертичное время. Если общее моделирование бассейна в течение 260 млн лет осуществлялось в [10] за 2,5 тыс. шагов и шаг dt менялся от 400 до 20 тыс. лет, то моделирование с пакетом ICE2020 в течение 3,5 млн лет требовало более 27 тыс. временных шагов от 500 до 5 лет [33]. На верхней границе области счёта задавались среднегодовые температуры на поверхности осадочной толщи в изучаемом районе. Кривая «палеоклимат» на рис. 2 показывает температуры, которые использовались в общем моделировании бассейна, начиная с 260 млн лет назад. Они подробно обсуждаются в [10]. Детальная климатическая кривая последних 3,5 млн лет рассматривается ниже.

Как отмечалось, моделирование эволюции криолитозоны включает два этапа. Первый из них – общее моделирование эволюции бассейна с пакетом ГАЛО в течение 260 млн лет [10], а второй – моделирование эволюции термического режима бассейна с пакетом ICE2020 в течение последних 3,5 млн лет [33]. Распределение температуры $T(z)$ и петрофизических параметров пород (пористости, плотности, теплопроводности, теплоёмкости и теплогенерации) с глубиной в области счёта, включающей осадочный слой и подстилающую литосферу бассейна, полученные на первом этапе моделирования для времени $t = 3,5$ млн лет назад, служили начальными распределениями температуры и параметров для последующего моделирования эволюции криолитозоны с пакетом ICE2020 (кривые T_0 на рис. 4А и 5 [9, 10, 32, 33]).

Тот факт, что теплопроводность пород в зоне мерзлоты превышает теплопроводность пород под этой зоной, связан с переходом от мёрзлых пород, содержащих лёд с теплопроводностью около 2,26 Вт/м°К, к породам, содержащим талые грунтовые воды с теплопроводностью около 0,60 Вт/м°К под зоной мерзлоты (рис. 4Б). Изменение температурного градиента в основании зоны связано с указанным изменением теплопроводности (рис. 4А) и наблюдается во всех районах с современными криолитозонами [3], включая Аляску и северную Канаду [39]. Основные изменения теплопроводности мёрзлых пород с глубиной на рис. 4Б объясняются изменением доли песчаников в разрезе (пунктирная линия S на рис. 4Г) и увеличением доли незамёрзшей воды в порах с повышением температуры породы T и приближением её к ликвидусу льда, TL (рис. 4Г, 6). Относительно высокое содержание льда в верхних 200 м осадочных пород обуславливает их повышенную теплопроводность, тогда как уменьшение теплопроводности на глубинах от 200 до 310 м связано с уменьшением содержания льда и одновременным повышением количества незамёрзшей воды в порах. Последний эффект особенно заметен вблизи основания криолитозоны (рис. 4Б), где в природе он может усиливаться миграцией влаги к фронту промерзания.

Объёмная теплоёмкость пород заметно влияет на решение нестационарного уравнения теплопроводности при моделировании эволюции криолитозоны [9]. Для талых пород теплоёмкость определяется уравнением:

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

где C_{vm} – теплоёмкость матрицы, $C_{vw} = 4,187$ МДж/м³, K – теплоёмкость воды, $\phi(z)$ – пористость породы на глубине z [30]. Для мёрзлых пород в их теплоёмкость необходимо добавить слагаемые для теплоёмкости льда и скрытой теплоты фазового перехода лёд–вода. Тогда эффективная объёмная теплоёмкость мёрзлой породы описывается уравнением [32, 33, 36]:

$$C_v = C_{vm} \cdot [1 - \phi(z)] + C_{vw} \cdot \phi(z) \cdot W(T) + C_{vi} \cdot \phi(z) \cdot [1 - W(T)] + \phi(z) \cdot \rho L \cdot (dW(T)/dT) \quad \text{for } T < TL \quad (2)$$

где $C_{vi} = 1,926$ МДж/м³, K – объёмная теплоёмкость льда, $W(T)$ – доля объёма пор с незамёрзшей водой, $\rho L = 335$ МДж/м³ – скрытая теплота плавления льда на единицу объёма. Последний член в формуле (2) описывает эффект скрытой теплоты плавления льда в энтальпийном приближении [30]. В зависимости от изменения $W(T)$ с глубиной он может увеличить эффективную теплоёмкость мёрзлых пород при температурах $T \leq TL$ на один–два порядка (рис. 4В). В энтальпийном приближении температура фазового перехода лёд–вода вместе со скрытым тепловым эффектом распределяется по некоторому температурному диапазону, определяемому формой функции $W(T)$ [17, 18, 36, 39]. Такой подход соответствует природной ситуации с плавлением льда, он является более реалистичным, чем классическое решение Стефана, предполагающее одну температуру для фазового перехода льда в воду.

Петрофизические параметры пород в уравнении теплопроводности заметно зависят от пористости, $\varphi(z)$. В нашей модели пористость осадочных пород изменяется с глубиной в соответствии с законом $\varphi(z) = \varphi_0 \cdot \exp(-z/B)$, где параметры уплотнения породы φ_0 и B для смеси пород рассчитывались с использованием известных алгоритмов [9, 32, 33]. В нашей модели параметры φ_0 и B учитывали аномально высокую пористость нижнеюрских, триасовых и пермских пород в осадочных разрезах исследуемого региона, а также растрескивание пород верхних 2 км фундамента [10, 20, 22]. Вычисленные значения пористости (линия φ на рис. 4Г) находились в согласии с измеренными значениями в осадочных породах скв. СГ-6.

Мощность криолитозоны и зоны устойчивого существования метановых газогидратов. Границы криолитозоны определяются пересечением текущей геотермы $T(z,t)$ с температурой ликвидуса льда $TL(z)$ (рис. 4А). Последняя зависит от давления P и содержания солей Cs в поровой воде [17, 39]:

$$TL = 0^\circ\text{C} - 0.073 \cdot P - 0.064 \cdot Cs, \quad (3)$$

где давление P предполагается гидростатическим, в МПа; Cs – концентрация NaCl и KCl, г/л. В северной части ЗСБ Cs составляет около 30 мг/л на глубине около 3000 м и не превышает 5 г/л на глубине 1,2–1,5 км. Заметный рост Cs начинается только на глубинах более 1,5–2 км [15] и в наших расчётах принималось $Cs = 1$ г/л (почти пресная вода). Влияние содержания солей в поровых водах на оценки глубины распространения криолитозоны рассмотрено в [11]. Рассчитанное распределение $TL(z)$ по глубине в современном осадочном разрезе скважины СГ-6 показано на рис. 4А.

Кривые 1 на рис. 6 демонстрируют глубины основания криолитозон, сформированных в последние 3400, 800, 150 и 50 тыс. лет и рассчитанных с палеоклиматическими кривыми, представленными в верхних частях рис. 6. Палеоклимат играет определяющую роль в образовании и деградации этих зон, поэтому в **Приложении** дан краткий обзор истории палеоклимата и представлены палеоклиматические кривые в табличной форме (**таблица**). Согласно расчётам, максимальная мощность криолитозоны достигалась около 2,6 млн лет назад, составляя около 711 м (см. рис. 6). Для последнего ледникового периода (23–17 тыс. лет назад) максимальное увеличение мощности криолитозоны имело место около 14,5 тыс. лет назад и составило около 412 м (там же). Затем криолитозона частично деградировала. В настоящее время, по оценкам, подошва криолитозоны залегает на глубине около 311 м, и сама зона деградирует со скоростью около 13 м/тыс. лет.

На рис. 6 пунктирными линиями 2 показаны глубины подошвы и основания зон устойчивости метановых газогидратов. Они определяются пересечением текущих геотерм, $T(z,t)$, с фазовой кривой устойчивости метановых газогидратов с водой и льдом (кривая $Th(z)$ на рис. 4А [14, 40]). Формирование и деградация зон устойчивого существования метановых газогидратов тесно коррелируют с динамикой изменения криолитозон. Современная зона устойчивости в районе скв. СГ-6 прогнозируется на глубине от 243 до 633 м (рис. 6).

Распределение температуры и теплового потока с глубиной. На рис. 4А показаны распределения температур, рассчитанные с палеоклиматической историей (рис. 6), для разного времени эволюции криолитозоны: $t = 3500$ тыс. лет назад (кривая 5 – начальное распределение температуры $T_0(z)$ для моделирования эволюции криолитозоны); $t = 18$ тыс. лет назад (кривая 6 – период последних оледенений); $t = 10$ тыс. лет назад (кривая 7 – начало голоцена); $t = 5$ тыс. лет назад (кривая 8 – климатический оптимум) и $t = 0$ (кривая 1 – в современном разрезе бассейна). Различие этих кривых демонстрирует нестационарный характер современного теплового режима осадочного разреза в исследуемой области ЗСБ.

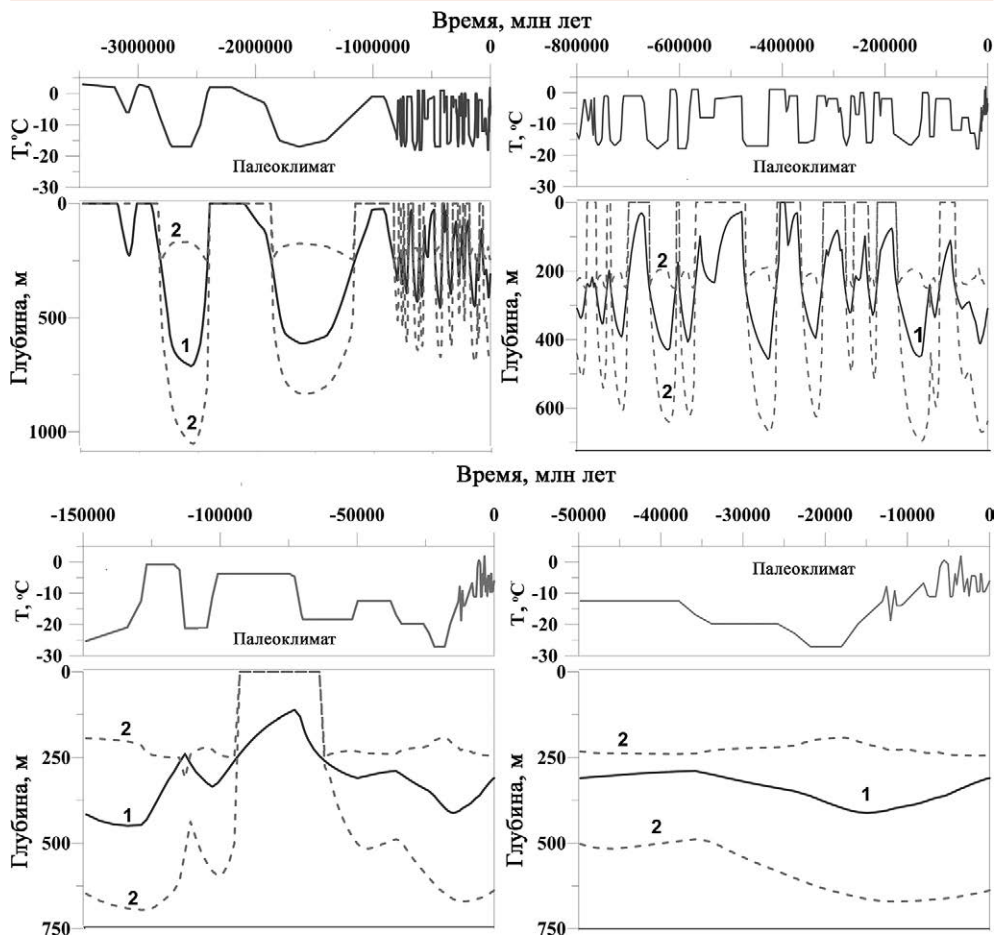


Рис. 6. Изменения со временем глубины основания криолитозоны (сплошные линии 1) и глубин кровли и основания зоны устойчивости метановых газогидратов (пунктирные линии 2), рассчитанные для осадочного разреза скв. СГ-6. Среднегодовые температуры на поверхности бассейна (палеоклимат) показаны сверху.

Fig. 6. Time variations in the permafrost depth (lines 1) and the depth of the top and base of the gas hydrate stability zone (lines 2) computed for the SG-6 sedimentary section. Mean annual temperatures at the basin surface (Paleoclimate) are shown from above.

Сравнение кривых 1 и 2 на **рис. 7А** показывает степень охлаждения пород за время резких колебаний климата в последние 3,5 млн лет. Кривая 1 на этом рисунке представляет расчёты с использованием полной палеоклиматической кривой **рис. 6**, тогда как кривая 2 демонстрирует расчёты с постоянной температурой на поверхности бассейна в течение всех последних 3,5 млн лет, равной $T=3\text{ }^{\circ}\text{C}$. Эта температура равна среднегодовой температуре 3,5 млн лет назад. Сравнение кривых показывает, что похолодание климата в течение последних 3,5 млн лет привело к снижению температуры на 15–20 $^{\circ}\text{C}$ в верхних 1–1,5 км осадочного разреза.

Расчёты показывают, что современный тепловой поток на глубинах от 1000 до 1500 м может более чем в 2 раза превышать значения на глубинах 0–200 м (**рис. 7А**). Геотер-

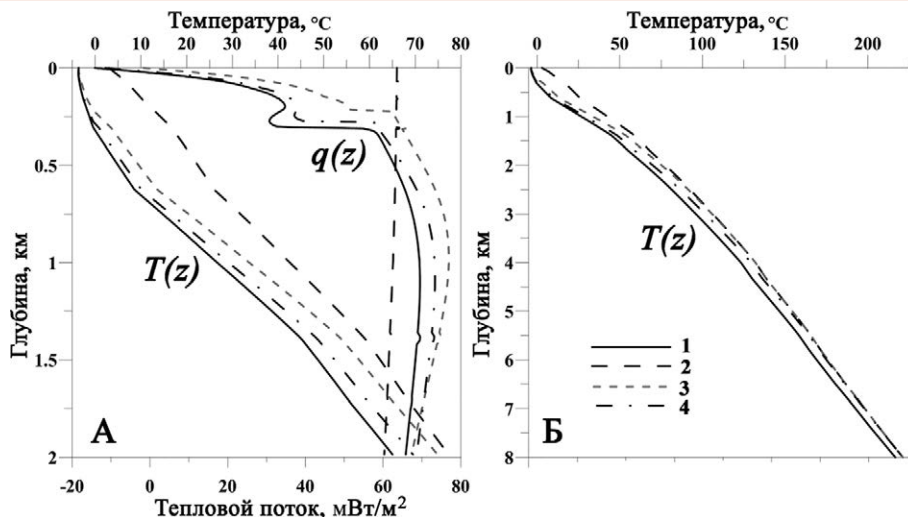


Рис. 7. Распределения температуры ($T(z)$) и теплового потока ($q(z)$) с глубиной в современном осадочном разрезе скв. СГ-6, рассчитанные с учётом изменений климата в последние 3500 тыс. лет (кривая 1); в последние 50 тыс. лет (кривая 3) и в последние 200 тыс. лет (кривая 4). Кривая 2 – распределение температур в современном разрезе, рассчитанное с постоянной температурой $T=3\text{ }^{\circ}\text{C}$ на поверхности бассейна в течение последних 3500 тыс. лет.

Fig. 7. Temperature ($T(z)$) and heat flow ($q(z)$) depth distributions in the modern SG-6 sedimentary section, computed with consideration of climate variations during the last 3500 (line 1), 50 (line 3) and 200 (line 4) thousand years. Line 2 is the modern temperature distribution, computed with a steady temperature $T=3\text{ }^{\circ}\text{C}$ at the basin surface during the last 3500 thousand years.

мальные измерения в Западной Сибири подтверждают это [12, 19]. Резкое изменение вычисленного современного теплового потока вблизи нижней границы криолитозоны обусловлено эффектом выделения скрытой теплоты плавления у основания этой зоны. Согласно рис. 7А, современный тепловой поток может отклоняться от регионального значения на 30–50 мВт/м². С увеличением глубины это отклонение уменьшается (рис. 7А). Интересно, что тепловой поток в основании осадочного чехла, рассчитанный в нашей модели, изменялся от 40 мВт/м² около 3,5 млн лет назад до 42 мВт/м² в настоящее время. Однако он снижился до 15 мВт/м² во время гидротермальной активности в период от 2,2 до 0,7 млн лет назад.

Обсуждение. Вклад различных периодов изменения климата в формирование современной криолитозоны. Результаты моделирования на рис. 7 дают возможность оценить вклад различных временных интервалов из последних 3,5 млн лет в формирование современной криолитозоны. Кривые 1 на этом рисунке представляют расчёты для осадочного разреза скв. СГ-6 с полной палеоклиматической кривой последних 3,5 млн лет, показанной в верхних частях рис. 6. Кривые 2 демонстрируют расчёты с постоянной температурой на поверхности бассейна, равной 3 °С в течение всех последних 3,5 млн лет. На рис. 7 представлены также расчёты с температурой поверхности $T = 3\text{ }^{\circ}\text{C}$ в период от 3500 до 50 (кривая 3) и в период от 3500 до 200 тыс. лет назад (кривая 4). В остальное время, т. е. в последние 50 и 200 тыс. лет, температура на поверхности устанавливалась в соответствии с палеоклиматической кривой рис. 6. Кривые 1, 4 и 3 на рис. 7 демонстрируют современные распределения температур и теплового потока, рассчитанные с учётом изменения климата за последние 3500, 200

и 50 тыс. лет, соответственно. Расчёты показывают, что ограничение вариациями климата лишь последних 50 тыс. лет (кривые 3 на рис. 7) может привести к заметным отклонениям от результатов, полученных с учётом вариаций последних 200 и 3500 тыс. лет (кривые 4 и 1 на рис. 7А). Различаются также и современные глубины основания криолитозон, рассчитанные с вариациями климата последних 3500, 200 и 50 тыс. лет (311, 280 и 223 м соответственно).

Заключение. Программный пакет ICE2020 позволил провести численную реконструкцию температурного режима, теплового потока и эволюции криолитозоны ЗСБ в последние 3,5 млн лет для осадочного разреза Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6, избежав проблем, связанных с заданием теплового потока в основании осадочной толщи. Расчёты показывают, что литологический состав пород, от которого зависит их теплопроводность, и доля незамёрзшей воды в порах при отрицательных температурах заметно влияют на глубину залегания криолитозоны. Резкие изменения климата в позднем плиоцене–голоцене привели к снижению температуры пород на 15–20 °С в верхних 1–1,5 км осадочного разреза скв. СГ-6. Максимальная мощность криолитозоны в исследуемом районе ЗСБ составляла около 711 м и достигалась около 2,6 млн лет назад. Для последнего ледникового периода (23–18 тыс. лет назад) максимальная мощность криолитозоны в районе скв. СГ-6 достигалась около 14,5 тыс. лет назад, составляя около 412 м. Согласно моделированию, в настоящее время основание криолитозоны в том же районе находится на глубине около 311 м, и сама зона деградирует со скоростью около 13 м/1000 лет. Конечное время распространения тепловой волны в осадочном чехле является причиной того, что изменения в глубинах криолитозон и зон устойчивого существования газогидратов несколько отстают по времени от изменений климата. Моделирование показало, что рассчитанные распределения температур и теплового потока с глубиной, а также глубины проникновения мёрзлых пород будут заметно отличаться от наблюдаемых в современном осадочном разрезе скв. СГ-6, если ограничить кривую палеоклимата данными последних 50 тыс. лет.

Приложение: палеоклимат

Вечная мерзлота в ЗСБ начала формироваться около 3,25 млн лет назад, при этом первый период похолодания был самым коротким (3,25–3,1 млн лет назад) и наименее прохладным [7, 28, 29]. В течение следующего периода похолодания (от 2,82 до 2,47 млн лет назад) климат был более суровым, когда криолитозоны существовали непрерывно в течение 300 тыс. лет [13, 24, 28, 29]. В последующее время образование и деградация криолитозон наблюдались неоднократно. В раннем и среднем плейстоцене, с 1806 по 126 тыс. лет назад, было 11 периодов с образованием криогенной толщи (криохроны), когда среднегодовая температура была на 8–12 °С ниже современной (как в сартанское время). В том же временном интервале было 7 термохрон, когда среднегодовая температура, аналогично казанцевскому времени, была на 2–4 °С выше современной (рис. 6 [7, 8, 28, 29]). Начиная примерно с 1,1–1,0 млн лет назад установилось резкое, стабильное похолодание с переходом к колебаниям плейстоценового типа [24]. Климатическая кривая последних 800 тыс. лет, включавшая морские изотопные стадии (МИС) от MIS-19 до MIS-1, была определена на основе данных, приведённых в работах [1, 2, 7, 8, 21, 24, 28, 29]. Палеоклиматическая кривая, составленная по литературным данным, представлена в **таблице**.

Таблица. Среднегодовые температуры на поверхности осадочного чехла ЗСБ в районе Уренгойской площади, скв. СГ-6

Table. Mean annual temperatures at the surface of sedimentary section of WSB in the Urengoy area, w. SG-6

t, 1000 л.	Т°С	МИС*	Литература	t, 1000 л.	Т°С	МИС	Литература
-3500	3.0		13, 17, 24, 28, 29	-608	1.0	МИС-15e	13, 17, 24, 28, 29
-3200	2.0			-605	-1.0		
-3100	-6.0			-603	-18.0		
-3080	-6.0			-585	-18.0	МИС-15 bcd	
-3000	3.0			-580	-5.0		
-2900	2.0			-577	1.0	МИС-15a	
-2820	-7.0			-563	1.0		
-2720	-17.0			-560	-8.0		
-2550	-17.0			-533	-8.0	МИС-14	
-2470	-10.0			-531	-2.0		
-2400	2.0			-479	-1.0	МИС-13	
-2200	2.0			-477	-15.0		
-2100	0.0			-470	-17.	МИС-12	
-1920	-3.0			-427	-17.		
-1800	-15.0			-425	1.0		
-1630	-17.0			-394	1.0	МИС-11	
-1400	-15.0			-391	-9.0	МИС-10c	
-1010	-1.0			-387	-1.0		
-900	-1.0			-370	-1.0	МИС-10b	
-800	-13.0			-368	-16.0		
-795	-15.0	МИС-19f	-352	-16.0	МИС-10a		
-785	-1.0	МИС-19e	-336	-15.0			
-777	-10.0	МИС-19d	-333	-1.0			
-772	-2.0	МИС-19c	-315	-1.0	МИС-9e		
-768	-15.0	МИС-19b	-313	-7.0	МИС-9d		
-766	-1.0	МИС-19a	-311	-2.0	МИС-9c		
-764	-15.0		-292	-2.0	МИС-9c		
-758	-17.0	МИС-18c	-289	-8.0	МИС-9b		
-751	-15.0		-285	-2.0	МИС-9a		
-748	-1.5		-283	-13.0			
-745	-1.0	МИС-18b	-275	-17.0	МИС-8c		
-739	-1.0		-268	-13.0			
-736	-15.0		-266	-1.0	МИС-8b		
-726	-17.0	МИС-18a	-260	-1.0			
-714	-15.0		-258	-7.0	МИС-8a		
-710	-1.0		-250	-7.0			
-670	-1.0	МИС-17	-248	0.0	МИС-7e		
-663	-15.0		-240	0.0			
-643	-18.0	МИС-16	-237	-16.0	МИС-7d		
-621	-15.0		-224	-16.0			
-618	1.0	МИС-15e	-222	0.0	МИС-7c		

Продолжение таблицы

t, 1000 л.	T°C	МИС	Литература	t, 1000 л.	T°C	МИС	Литература
-210	0.0	МИС-7с		-10.7	-9.0	МИС-1	1, 2, 7, 21, 24, 28, 29
-209	-8.0	МИС-7б		-8.0	-4.0		
-208	-2.0	МИС-7а		-7.5	-7.0		
-186	-2.0	МИС-6	-6.5	-7.0			
-184	-13.0		-6.0	0.0			
-150	-17.0		7, 8, 13, 17, 28, 29	-5.5	1.0		
-130	-13.0		-5.0	0.0			
-127	0.0		МИС-5е	-4.87	-7.0		
-115	0.0	МИС-5d	-4.5	-7.0			
-113	-14.0		1, 2, 7, 21, 28, 29	-4.2	-2.0		
-104	-14.0		-4.0	-4.5			
-102	-2.0	МИС-5	-3.5	2.0			
-73	-2.0	a,b,c	-3.1	-6.0			
-70	-12.0	МИС-4	-2.7	-3.0			
-51	-12.0	МИС-3	-2.5	-7.0			
-50	-8.0		-2.2	-2.5			
-37	-8.0		-1.7	-2.5			
-35	-13.0		-1.5	-6.0			
-25	-13.0		-1.2	-6.0			
-22	-18.0	МИС-2	-1.1	-2.0			
-18	-18.0		-1.0	-2.0			
-16	-13.0		-0.8	-6.0			
-13	-8.0		-0.6	-6.0			
-12.5	-4.5		-0.2	-4.5			
-12	-13.0		0.0	-3.6			
-11.6	-5.0		МИС-1				
-11.3	-9.0						

* МИС – Морская Изотопная Стадия (MIS – Marine Isotopic Stage).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Архипов С.А., Волкова В.С., Зыкин В.С.* Календарь биотических и абиотических событий позднего кайнозоя Западной Сибири // Стратигр. геол. корреляция, 1993. Т. 1, № 6. С. 53–58.
2. *Астахов В.И.* К позднекайнозойской истории запада Евразийской Арктики // Вестник С-Пб ун-та, 2007. Сер. 7. Вып. 1. С. 3–20.
3. *Балобаев В.Т.* Геотермия мёрзлой зоны литосферы Севера Азии. Новосибирск: Наука, 1991. 193 с.
4. *Балобаев В.Т., Тетельбаум А.С., Мордовский С.Д.* Двумерная численная модель гидродинамического поля под зоной мерзлоты при вариациях её толщины // Криосфера Земли, 1999. Т. III, № 4. С. 48–53.
5. *Белоконь-Карасёва Т.В., Башкова С.Е., Беляева Г.Л. и др.* Перспективы нефтегазоносности глубокопогружённых отложений севера Западной Сибири по данным сверхглубокого бурения. 2006 (<http://www.geolib.ru/OilGasGeo/2006/06/Stat/stat01.html>).
6. *Беляева Г.Л.* Закономерности изменения степени катагенеза ОВ пород больших глубин в связи с прогнозом нефтегазоносности (на примере глубоких и сверхглубоких скважин). 2005. Автореф. канд. геол.-мин. наук. Пермь. Пермский гос. тех. унив.

7. Величко А.А. (ред.) Изменение климата и ландшафтов за последние 65 млн лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена). М: ГЕОС, 1999. 260 с.
8. Гаврилов А.В. Типизация арктических шельфов по условиям формирования мёрзлых толщ // Криосфера Земли, 2008. Т. XII, № 3. С. 69–79.
9. Галушкин Ю.И. Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. М.: Научный мир, 2007. 456 с.
10. Галушкин Ю.И. Термическая история литосферы Колтогорско-Уренгойского грабена Западно-Сибирского бассейна в районе скв. СГ-6 – численная реконструкция в рамках системы моделирования плоских бассейнов ГАЛО // Физика Земли, 2023. № 4. С. 115–134.
11. Галушкин Ю.И., Ситар К.А., Фролов С.В. Формирование и деградация криогенных толщ на Уренгойской и Куюмбинской площадях Сибири. Ч. 2. Влияние теплофизических параметров мёрзлых пород на распределение температуры и теплового потока в осадочной толще с глубиной // Криосфера Земли, 2012. Т. XVI, № 2. С. 23–29.
12. Дучков А.Д., Лысак С.В., Балобаев В.Т. и др. Тепловое поле недр Сибири. Новосибирск: Наука, 1987. 196 с.
13. Ершов Э.Д. (ред.). Геокриология СССР: Западная Сибирь. М.: Недра, 1989. 456 с.
14. Истомин В.А., Якушев В.С. Газовые гидраты в природных условиях. М.: Недра, 1992. 236 с.
15. Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К. и др. Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 250 с.
16. Кравченко М.Н. Ресурсный потенциал углеводородов ниже-среднеюрских и доюрских глубокозалегающих горизонтов осадочного чехла северных районов Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. 2012. Автореф. канд. геол.-мин. наук. Москва, МГУ им. М.В.Ломоносова.
17. Кудрявцев В.А. Мерзлотоведение. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. 240 с.
18. Кудрявцев С.А. Численные исследования термофизических процессов в сезонно промерзающих грунтах // Криосфера Земли, 2003. Т. VII, № 4. С. 76–81.
19. Курчиков А.Р. Гидрогеологические критерии нефтегазоносности. М.: Недра, 1992. 231 с.
20. Мясникова Г.П., Оксенойд Е.Е. Некоторые геологические результаты сверхглубокого бурения в Западной Сибири // Нефть и газ. 2012. № 3. С. 13–19.
21. Облогов Г.Е. Эволюция криолитозоны побережья и шельфа Карского моря в позднем неоплейстоцене–голоцене. Дисс. канд. геол.-мин. наук. ФГБУН Ин-тут криосферы Земли. Сиб. отд. РАН. Тюмень, 2015. 197 с.
22. Полякова И.Д., Богоявленский В.И. Баженовская свита – источник промышленных нефтей и жирных газов в титон-неокомских отложениях Южно-Карского региона // ДАН. 2011. Т. 440, № 1. С. 105–110.
23. Предтеченская Е.А., Шиганова О.В., Фомичев А.С. Катагенетические и гидрохимические аномалии в ниже-среднеюрских нефтегазоносных отложениях Западной Сибири как индикаторы флюидодинамических процессов в зонах дизъюнктивных нарушений // Литосфера. 2009. № 6. С. 54–65.
24. Розенбаум Г.Е., Шполянская Н.А. Позднекайнозойская история криолитозоны Арктики. М.: Научный мир, 2000. 104 с.
25. Сигунов Ю.А., Фартышев А.И. Исследования эволюции криолитозоны Арктического шельфа методами математического моделирования // Геология и геофизика. 1991. № 8. С. 24–31.
26. 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.
27. Фомин А.Н., Конторович А.Э., Красавчиков В.О. Катагенез органического вещества и перспективы нефтегазоносности юрских, триасовых и палеозойских отложений северных районов Западно-Сибирского мегабассейна // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, №№ 11–12. С. 1875–1887.
28. Фотиев С.М. Современные концепции эволюции криогенных областей Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене (часть 1) // Криосфера Земли. 2005. Т. IX, № 2. С. 3–22.
29. Фотиев С.М. Современные концепции эволюции криогенных областей Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене (часть 2) // Криосфера Земли. 2006. Т. X, № 2. С. 3–26.
30. Carslaw H., Jaeger J. Conduction of heat in solids, 2nd edn. Oxford University Press: Oxford, 1959. 510 p.

31. Deming D., Chapman D.S. Thermal histories and hydrocarbon generation: Example from Utah-Wyoming thrust belt // AAPG Bull. 1989. V. 73, no. 12. P. 1455–1471.
32. 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 // Canad. J. Earth Science. 1997. V. 34, no. 7. P. 935–948.
33. Galushkin Yu.I. Thermal history of the permafrost zone in the vicinity of the deep Tyumen SG-6 well, West Siberian Basin // Permafrost and Periglacial Processes. 2023. V. 134, no. 1. P. 108–121 (<http://doi.org/10.1002/ppp.2168>).
34. Galushkin Yu.I., Simonenkova O.I., and Lopatin N.V. Thermal and maturity maturation modeling of the Urengoy field, West Siberian basin: some special considerations in basin modeling // AAPG Bull. 1999. V. 83, no. 12. P. 1965–1979.
35. Galushkin Yu.I., Yakovlev G.E. Burial and thermal history of the West Bashkirian sedimentary basins // Tectonophysics. 2004. V. 379. P. 139–157.
36. Jame Y-W., Norum D.I. Heat and mass transfer in a freezing unsaturated porous medium // Water resources research. 1980. V.16, no. 4. P. 811–819.
37. Lachenbruch, A.H., Sass, J.H., Marshall, B.V., et al. Permafrost, heat flow and the geothermal regime at Prudhoe Bay, Alaska // J. Geophys. Res. 1982. V. 87. P. 9301–9316.
38. Le Bret, P., Dupas, A., and Clet, M., et al. Modeling of permafrost thickness during the late glacial stage in France: preliminary results // Canadian J. Earth Sci. 1994. V. 31. P. 959–968.
39. Nixon J.F. Thermal simulation of subsea saline permafrost // Canad. J. Earth Sci. 1986. V. 23. P. 2039–2046.
40. Sloan E.D. Clathrate hydrates of natural gases. New York, Marcel Dekker Inc., 1990. 641 p.

REFERENCES

1. Arkhipov, S.A., Volkova, V.S., Zykina, V.S., “Calendar of biotic and abiotic events of the Late Cenozoic of Western Siberia”, *Stratig. Geol. correlation* **1** (6), 53–58 (1993) (in Russian).
2. Astakhov, V.I., “On the Late Cenozoic history of the west of the Eurasian Arctic”, *Bull. of St. Petersburg University*, ser. 7 **1**, 3–20 (in Russian).
3. Balobaev, V.T., *Permafrost geothermy of the lithosphere of Northern Asia* (Novosibirsk: Nauka, 1991) (in Russian).
4. Balobaev, V.T., Tetelbaum, A.S., Mordovsky, S.D., “2D numerical model of the hydrodynamic field under the permafrost zone with variations in its thickness”, *Cryosphere of the Earth* **III** (4), 48–53 (1999) (in Russian).
5. Belokon-Karaseva, T.V., Bashkova, S.E., Belyaeva, G.L., et al., *Oil and gas prospects of deep-seated sediments in the north of Western Siberia according to ultra-deep drilling data*. 2006 (<http://www.geolib.ru/OilGasGeo/2006/06/Stat/stat01.html>) (in Russian).
6. Belyaeva, G.L., *Patterns of changes in the degree of catagenesis of OM in rocks of great depths in connection with the forecast of oil and gas content (using the example of deep and ultra-deep wells)*. PhD thesis abstract (Perm, 2005) (in Russian).
7. Velichko, A.A. (ed.), *Climate and landscape changes over the past 65 million years (Cenozoic: from Paleocene to Holocene)* (Moscow: GEOS, 1999) (in Russian).
8. Gavrilov, A.V., “Typification of the Arctic shelves according to the conditions of formation of frozen strata”, *Cryosphere of the Earth* **XII** (3), 69–79 (2008) (in Russian).
9. Galushkin, Yu.I., *Modeling of sedimentary basins and assessment of their oil and gas potential* (Moscow: Nauchnyi Mir, 2007) (in Russian).

10. Galushkin, Yu.I., “Thermal history of the lithosphere of the Koltogorsk–Urengoy graben of the West Siberian basin in the area of the SG-6 well – numerical reconstruction using the GALO flat basin modeling system”, *Physics of the Earth* **4**, 115–134 (2023) (in Russian).
11. Galushkin, Yu.I., Sitar, K.A., Frolov, S.V., “Formation and degradation of cryogenic strata in the Urengoy and Kuyumba areas of Siberia. Part 2. Influence of thermophysical parameters of frozen rocks on the temperature and heat flow distributions with depth in the sedimentary blanket”, *Cryosphere of the Earth* **XVI** (2), 23–29 (2012) (in Russian).
12. Duchkov, A.D., Lysak, S.V., Balobaev, V.T., et al. *Thermal field of Siberia* (Novosibirsk: Nauka, 1987) (in Russian).
13. Yerшов, E.D. (ed.), *Geocryology of the USSR: Western Siberia* (Moscow: Nedra, 1989) (in Russian).
14. Istomin, V.A., Yakushev, V.S., *Gas hydrates in natural conditions* (Moscow: Nedra, 1992) (in Russian).
15. Kontorovich, A.E., Nesterov, I.I., Salmanov, F.K., et al. *Geology of oil and gas of Western Siberia* (Moscow: Nedra, 1975) (in Russian).
16. Kravchenko, M.N., *Resource potential of hydrocarbons of the Lower-Middle Jurassic and pre-Jurassic deep horizons of the sedimentary cover of the northern regions of the West Siberian oil and gas province*. PhD thesis abstract (Lomonosov Moscow State University, 2012) (in Russian).
17. Kudryavtsev, V.A., *Permafrost studies* (Moscow: Publishing house of Moscow Univ., 1981) (in Russian).
18. Kudryavtsev, S.A., “Numerical studies of thermophysical processes in seasonally freezing soils”, *Cryosphere of the Earth* **VII** (4), 76–81 (2003) (in Russian).
19. Kurchikov, A.R., *Hydrogeological criteria for oil and gas potential* (Moscow: Nedra, 1992) (in Russian).
20. Myasnikova, G.P., Oxenoyd, E.E., “Some geological results of ultra-deep drilling in Western Siberia”, *Oil and Gas* **3**, 13–19 (2012) (in Russian).
21. Oblogov, G.E., *Evolution of the permafrost of the coast and shelf of the Kara Sea in the Late Neopleistocene–Holocene*. PhD thesis abstract (Tyumen, 2015) (in Russian).
22. Polyakova, I.D., Bogoyavlensky, V.I., “The Bazhenov Formation as a source of industrial oils and fatty gases in the Tithonian–Neocomian deposits of the South Kara region”, *Doklady Akademii Nauk* **440** (1), 105–110 (2011) (in Russian).
23. Predtechenskaya, E.A., Shiganova, O.V., Fomichev, A.S., “Catagenetic and hydrochemical anomalies in the Lower-Middle Jurassic oil and gas deposits of Western Siberia as indicators of fluid dynamic processes in zones of disjunctive disturbances”, *Lithosphere* **6**, 54–65 (2009) (in Russian).
24. Rosenbaum, G.E., Shpolyanskaya, N.A., *Late Cenozoic history of the Arctic cryolithozone* (Moscow: Nauchnyi Mir, 2000) (in Russian).
25. Sigunov, Yu.A., Fartyshev, A.I., “Studies of the evolution of the permafrost zone of the Arctic shelf using mathematical modeling methods”, *Geology and Geophysics* **8**, 24–31 (1991) (in Russian).
26. Sigunov, Yu.A., Fartyshev, A.I., “Freezing and thawing of the East Arctic shelf in the Late Pleistocene (computational experiment)”, *Geology and Geophysics* **36** (9), 36–41 (1995) (in Russian).
27. Fomin, A.N., Kontorovich, A.E., Krasavchikov, V.O., “Catagenesis of organic matter and prospects for oil and gas potential of Jurassic, Triassic and Paleozoic deposits in the northern regions of the West Siberian megabasin”, *Geology and Geophysics* **42** (11–12), 1875–1887 (2001) (in Russian).
28. Fotiev, S.M., “Modern concepts of the evolution of cryogenic regions of Western and Eastern Siberia in the Pleistocene and Holocene (part 1)”, *Cryosphere of the Earth* **IX** (2), 3–22 (2005) (in Russian).

29. Fotiev, S.M., “Modern concepts of the evolution of cryogenic regions of Western and Eastern Siberia in the Pleistocene and Holocene (part 2)”, *Cryosphere of the Earth X* (2), 3–26 (2006) (in Russian).
30. Carslaw, H., Jaeger, J., *Conduction of heat in solids*, 2nd ed. (Oxford: Oxford University Press, 1959).
31. Deming, D., Chapman, D.S., “Thermal histories and hydrocarbon generation: Example from Utah-Wyoming thrust belt”, *AAPG Bull.* **73** (12), 1455–1471 (1989).
32. 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”, *Canad. J. Earth Science* **34** (7), 935–948 (1997).
33. Galushkin, Yu.I., “Thermal history of the permafrost zone in the vicinity of the deep Tyumen SG-6 well, West Siberian Basin”, *Permafrost and Periglacial Processes* **134** (1), 108–121 (2023) (<http://doi.org/10.1002/ppp.2168>).
34. Galushkin, Yu.I., Simonenkova O.I., and Lopatin N.V., “Thermal and maturity maturation modeling of the Urengoy field, West Siberian basin: some special considerations in basin modeling”, *AAPG Bull.* **83** (12), 1965–1979 (1999).
35. Galushkin, Yu.I., Yakovlev, G.E., “Burial and thermal history of the West Bashkirian sedimentary basins”, *Tectonophysics* **379**, 139–157 (2004).
36. Jame, Y-W., Norum, D.I., “Heat and mass transfer in a freezing unsaturated porous medium”, *Water resources research* **16** (4), 811–819 (1980).
37. Lachenbruch, A.H., Sass, J.H., Marshall, B.V., et al., “Permafrost, heat flow and the geothermal regime at Prudhoe Bay, Alaska”, *J. Geophys. Res.* **87**, 9301–9316 (1982).
38. Lebre, P., Dupas, A., and Clet, M., et al., “Modeling of permafrost thickness during the late glacial stage in France: preliminary results”, *Canadian J. Earth Sci.* **31**, 959–968 (1994).
39. Nixon, J.F., “Thermal simulation of subsea saline permafrost”, *Canad. J. Earth Sci.* **23**, 2039–2046 (1986).
40. Sloan E.D. *Clathrate hydrates of natural gases* (NY: Marcel Dekker Inc., 1990).