

**НОВЫЙ ПОДХОД К ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ
ДАННЫХ ТЕРМОМЕТРИИ 2,3 КМ СКВАЖИНЫ HUNT WELL
(ПРОВИНЦИЯ АЛЬБЕРТА, КАНАДА)**

Демежко Д.Ю., Горностаева А.А. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Майорович Я. – Университет Альберты, Эдмонтон, Канада

Шафанда Я. – Институт геофизики Чешской академии наук, Прага, Чехия

Аннотация. На основе ранее опубликованных данных термометрии 2363 м скважины Hunt Well (провинция Альберта, Канада) и результатов ранее проведенной интерпретации получены новые реконструкции температурной истории земной поверхности и изменений теплового потока через поверхность за последние 40 тыс. лет. Обсуждаются два варианта построения временной шкалы геотермических реконструкций: традиционный, основанный на априорных данных о теплопроводности пород, и альтернативный, базирующийся на синхронизации изменений теплового потока с колебаниями инсоляции, обусловленными вариациями параметров земной орбиты. Показано, что второй вариант обеспечивает лучшее согласование геотермических реконструкций с косвенными свидетельствами хронологии дегляциации исследуемого района.

Геотермия, реконструкция палеоклимата, температура земной поверхности, тепловой поток через земную поверхность, Висконсинское оледенение, дегляциация, Лаврентийский ледниковый щит.

**NEW APPROACH TO PALEOCLIMATIC INTERPRETATION OF THE 2.3 KM
DEEP HUNT WELL TEMPERATURE LOG (PROVINCE OF ALBERTA, CANADA)**

Demezhko D. Yu., Gornostaeva A. A. – Institute of Geophysics UB RAS, Yekaterinburg, Russia

Majorowicz, J. – University of Alberta, Edmonton, Canada

Šafanda, J. – Geophysical Institute, AS CR, Prague, Czech Republic

Abstract. Using previously published results of temperature log of the 2363 meter-deep borehole Hunt well (Alberta, Canada) and the results of its previous interpretation, the new reconstructions of ground surface temperature (GST) and surface heat flux (SHF) histories for the last 40 kyr have been obtained. Two ways of the timescale adjustment of geothermal reconstructions are discussed, namely the traditional method based on the a priori data on thermal diffusivity value, and the alternative one including the orbital tuning of the surface heat flux and Earth's insolation changes. It is shown that the second approach provides better agreement between geothermal reconstructions and proxy evidence of deglaciation chronology in the studied region.

Geothermics, paleoclimate reconstruction, ground surface temperature, surface heat flux, Wisconsin glaciation, deglaciation, Laurentide ice sheet.

Введение

Реконструкции климатических изменений прошлого, основанные на анализе данных скважинной термометрии, играют все более важную роль в палеоклиматических исследованиях. До недавнего времени основное внимание уделялось восстановлению температурной истории земной поверхности (GSTH – ground surface temperature history – см. (Šermak, 1971; Lachenbruch, Marshall, 1986; Harris, Chapman, 1995; Dahl-Jensen et al., 1998; Pollack et al., 1998; Демежко, 2001)). В последние годы геотермические данные все

чаще используют для оценки энергетики климатических процессов (Beltrami et al., 2000; 2002; Beltrami, 2001; Demezhko et al., 2013; Демежко, Горностаева, 2014а; 2014б; Демежко, Горностаева, 2015). Энергетическая характеристика климата выражается либо величиной аномального теплового потока через земную поверхность (SHF – surface heat flux) [Вт/м²], либо изменением теплосодержания литосферы за определенный период [Дж или Дж/м²].

Особый интерес для понимания климатической истории Земли представляют геотермические реконструкции длительно-

стью в несколько десятков тысяч лет. В этот период (15–10 тыс. л.н.) произошло глобальное климатическое событие – закончилась последняя ледниковая эпоха плейстоцена (Висконсинская – в Северной Америке, Вислинская – в Европе, Валдайская – на территории Восточно-Европейской равнины, Сартанская – в Сибири) и наступило современное межледниковье – голоцен. Для получения длительных геотермических реконструкций необходимо располагать данными термометрии по выстоявшимся скважинам глубиной не менее 1,5 км. При этом важно, чтобы скважины были пробурены в плотных слабопроницаемых, например в кристаллических, породах и не обнаруживали явных признаков конвективного теплопереноса. Понятно, что таких данных немного. Оценкам температурной истории, охватывающей несколько десятков тысяч лет, посвящены работы (Kukkonen, Šafanda, 1996; Rajver et al., 1998; Dahl-Jensen et al., 1998; Mareschal et al., 1999; Demezhko, Shchapov, 2001; Kukkonen, Jöeleht, 2003; Rolandone et al., 2003; Šafanda et al., 2004; Demezhko et al., 2007; Majorowicz, Šafanda, 2008; 2014; Chouinard, Mareschal, 2009; Mottaghy et al., 2010; Golovanova et al., 2012; Majorowicz et al., 2012; Демежко и др., 2013). Совсем недавно были впервые получены длительные реконструкции изменений климатически обусловленного теплового потока через земную поверхность для района Онежского озера в Карелии (Demezhko et al., 2013) и Среднего Урала (Демежко, Горностаева, 2014а; 2014б; Demezhko, Gornostaeva, 2015). Отмечалось, что характер изменений теплового потока и температуры существенно различен. Температурная кривая фиксирует резкий рост в начале голоцена (ок. 12–10 тыс. л.н.) и более теплый климат межледниковья, в то время как рост теплового потока начинается примерно на 2 тыс. лет раньше, достигает максимума в начале голоцена, а затем поток уменьшается. Такие вариации потока близки к изменениям среднегодовой инсоляции земной поверхности Северного полушария (Berger, Loutre, 1991), а при корректировке

коэффициента температуропроводности до $(0,71-0,75) \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ корреляция между ними достигает 98–99 %. На этом основании был сделан вывод о том, что изменения инсоляции, обусловленные вариациями параметров земной орбиты, являлись основной причиной климатических изменений того периода.

В настоящей статье на основании данных термометрии, записанных в канадской скважине Hunt Well, и результатов ранее проведенных палеоклиматических исследований (Majorowicz et al., 2012; 2014; Majorowicz, Šafanda, 2014) мы реконструируем изменения климатически обусловленного теплового потока и обсуждаем влияние Лаврентийского ледникового щита на тепловой режим земной поверхности в провинции Альберта (Канада).

Исходные данные и ранее проведенные исследования

Скважина Hunt Well (официальное наименование AOC GRANITE 7-32-89-10W4, координаты: 56,76064° с.ш., 111,55702° з.д.) глубиной 2363 м была пробурена в 2003 г. в пределах северо-западного крыла Западно-Канадского осадочного бассейна в 4 км к востоку от Форта Мак-Мюррей (рис. 1).

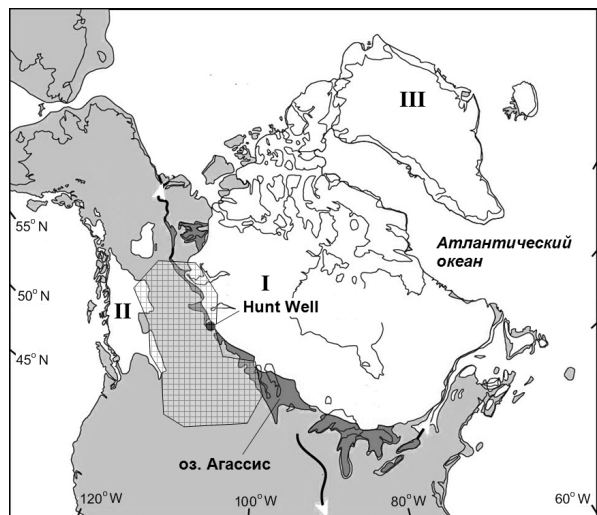


Рис. 1. Расположение скважины Hunt Well в палеогеографической обстановке ~12,7–12,8 тыс. л.н. Цифрами обозначены ледниковые щиты (I – Лаврентийский, II – Кордильерский, III – Гренландский), темно-серым цветом – приледниковые озера (по Murton et al., 2010), заштрихованная область – Западно-Канадский осадочный бассейн

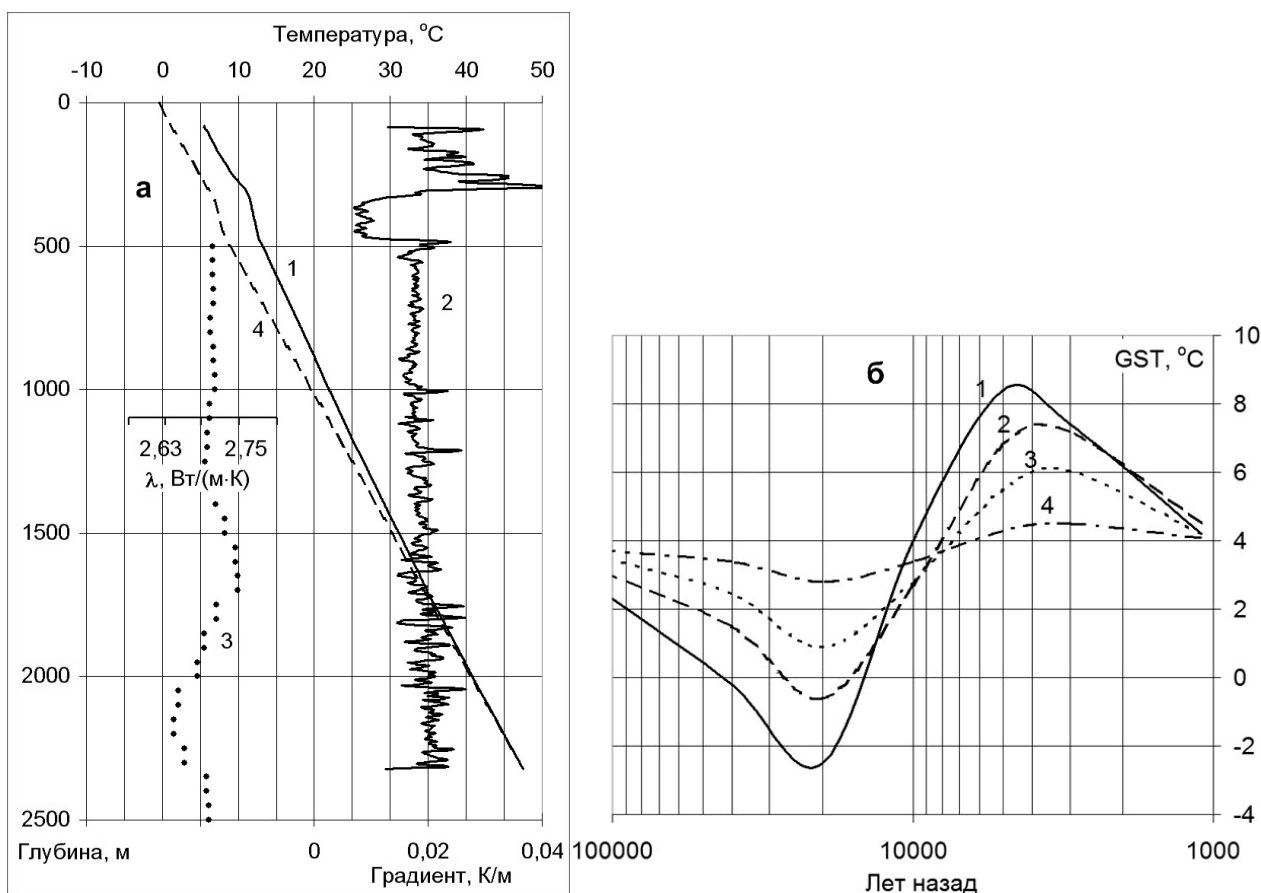


Рис. 2. Исходные данные и реконструкции по скважине Hunt Well (Majorowicz, Šafanda, 2014): а) 1 – распределение температуры (каротаж – июль 2011); 2 – температурного градиента; 3 – апостериорное (после применения FSI-инверсии с $SD = 0,02 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$) распределение теплопроводности; 4 – апостериорная модель стационарного распределения температуры ($SD = 0,02 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$); б) реконструкции изменений температуры земной поверхности (GST) с помощью FSI-инверсии при различных значениях стандартного отклонения теплопроводности: $SD = 0,02$ (1); $0,1$ (2); $0,2$ (3); $0,5$ (4) $\text{Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$

Скважина вскрыла 543 м фанерозойских осадочных пород и на 1820 м углубилась в докембрийские граниты кристаллического фундамента (Walsh, 2013; Schneider et al., 2014). Температурный каротаж (июль 2011) показал существенное увеличение температурного градиента в пределах гранитной толщи – от 18 К/км в верхней части до 21 К/км – у забоя (рис. 2), интерпретируемое как следствие влияния послеледникового потепления. Первоначально была реконструирована простейшая температурная история, включавшая лишь один акт потепления (Majorowicz et al., 2012). Она выявила повышение температуры поверхности на $9,6 \pm 0,3 \text{ }^\circ\text{C}$, происшедшее $13,0 \pm 0,6$ тыс. л.н. С учетом современной среднегодовой температуры земной поверхности в районе скважины $+5 \text{ }^\circ\text{C}$,

температура периода оледенения была оценена в $-4,4 \pm 0,3 \text{ }^\circ\text{C}$.

Позднее петрофизическая модель разреза была уточнена (Majorowicz et al., 2014). По данным радиоактивного каротажа теплогенерация пород составила: $0,67 \text{ мкВт/м}^3$ для осадочной толщи (0–540 м), $3,52 \text{ мкВт/м}^3$ – для интервала (540–1500 м), $2,25 \text{ мкВт/м}^3$ (>1500 м) – для гранитов. Измеренные при комнатной температуре значения теплопроводности гранитов из скважины (среднее – $2,72 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$) были скорректированы с учетом зависимости от температуры и давления (Chapman, Furlong, 1992). Коэффициент температуропроводности был оценен равным $(1,2\text{--}1,4)\cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$. Для реконструкции температурной истории на этот раз была применена более сложная методика – инверсия в функцио-

нальном пространстве (*Functional Space Inversion – FSI* (Shen, Beck, 1991)). Ее особенностью является зависимость результата от уровня априорно заданной погрешности значений теплопроводности (SD). Чем выше погрешность, тем больше у инверсионной программы свободы для «объяснения» температурной аномалии именно вариациями теплопроводности, а не климата (Демежко, 2001). Это приводит к подавлению амплитуды реконструированных температурных изменений. Из рис. 2 видно, что максимальная амплитуда плейстоцен-голоценового потепления $11\text{ }^{\circ}\text{C}$ достигается при минимальном значении $SD = 0,02\text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$. Кроме того, в результате применения алгоритма FSI получаются чересчур сглаженные истории. Тем не менее, реконструированная (при $SD = 0,02\text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$) кривая GST выявила основные климатические события последних 100 тыс. лет: максимум последнего оледенения ок. 20 тыс. л.н. с минимальной температурой $-2,7\text{ }^{\circ}\text{C}$, климатический оптимум голоцена ок. 5 тыс. л.н. с температурой в максимуме $+8,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ и последующее похолодание до $+4\text{ }^{\circ}\text{C}$ – значения, близкого к современной среднегодовой температуре поверхности (см. рис. 2б, кривая 1). Применение методики FSI также позволило уточнить модель стационарного, не возмущенного влиянием палеоклимата, распределения температуры (см. рис. 2а, кривая 4). Именно это распределение мы использовали в качестве исходных данных для дальнейшей интерпретации.

Реконструкция температурной истории

Для более детальной реконструкции температурной истории мы применили алгоритм, разработанный в Институте геофизики УрО РАН (Демежко, 2001; Demezhko, Shcharov, 2001). Температурная история аппроксимируется серией «ступенек» постоянной температуры. Затем решается одномерное нестационарное уравнение теплопроводности с граничным условием на поверхности – температурной историей – и находится вертикальное распределение температур на момент проведения карота-

жа. Последовательным перебором различных соотношений амплитуды «ступенек» подбирается такая температурная история, которая максимально совпадает с измеренной термограммой (или с температурной аномалией). В отличие от FSI, этот алгоритм не подавляет амплитуду температурной реконструкции, а регуляризация осуществляется путем увеличения ширины «ступенек» по мере удаления в прошлое. Такой принцип регуляризации согласуется с физическим ограничением, накладываемым на временное разрешение палеоклиматических событий в температурном поле.

В качестве исходных данных для оценки GST использовалась климатическая температурная аномалия, рассчитанная как разность измеренного распределения температур и стационарного (рис. 3а) в интервале распространения гранитов (550–2240 м). Серия температурных историй с различным количеством ступенек, но в равной мере удовлетворяющих измеренной температурной аномалии, образует так называемое семейство эквивалентных температурных историй (рис. 3б). В данном примере для температурных историй, включающих 7–14 скачков температуры, невязка (разность теоретической и измеренной аномалий) не превышала $\pm 0,05\text{ К}$, а среднеквадратическая погрешность подбора – $0,038\text{ К}$. На основе семейства температурных историй были рассчитаны осредненная история и интервал неопределенности (см. рис. 3б). Поскольку в качестве исходных данных здесь использовалась температурная аномалия, реконструированная кривая отражает изменения относительно средней температуры T_0 за предшествующий период (>30 тыс. л.н.). Как и следовало ожидать, амплитуда колебаний температуры поверхности оказалась несколько выше, чем в предыдущей реконструкции (соответственно 13 и 11 К). Кроме того, появился участок (9–7 тыс. л.н.) с пониженной скоростью потепления. Величину T_0 можно оценить, сопоставив новую реконструкцию с результатами, полученными методом FSI. Оптимальное совмещение кривых наблюдается при $T_0 = -2\text{ }^{\circ}\text{C}$.

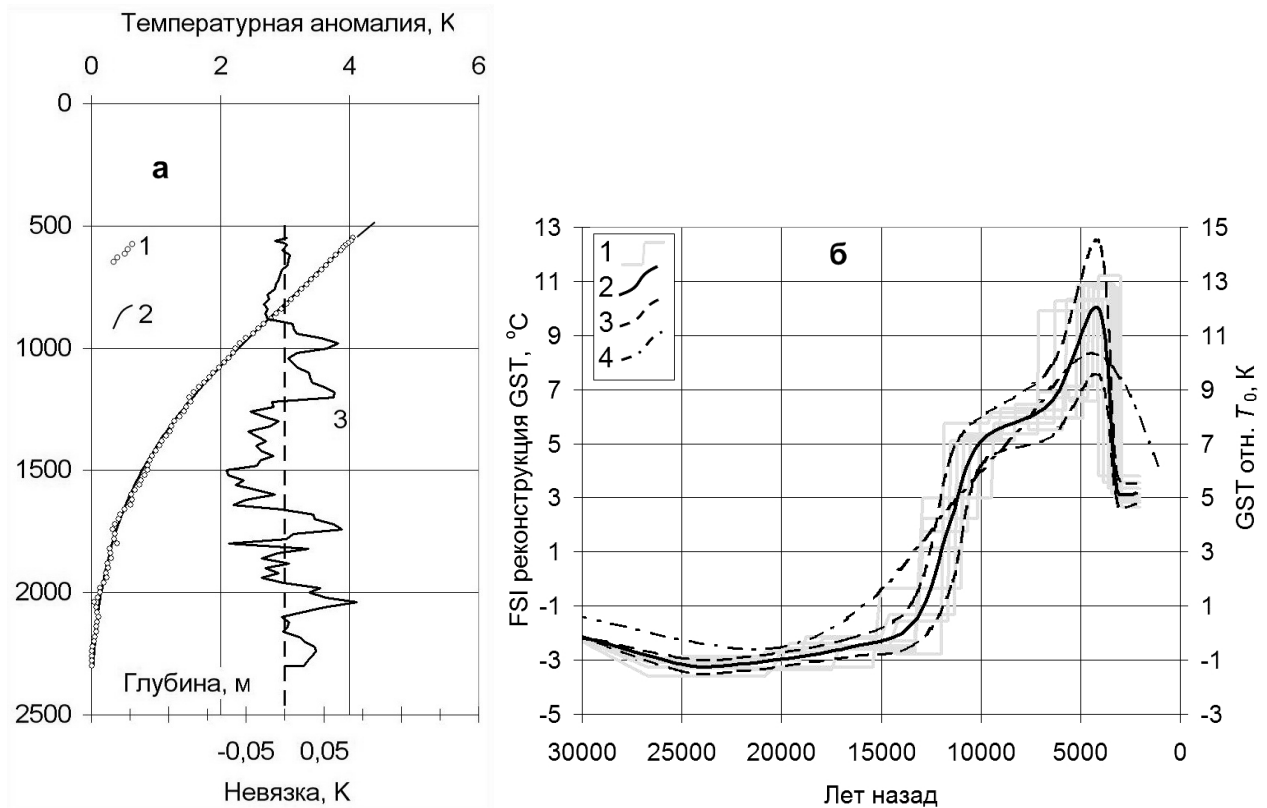


Рис. 3. Новая реконструкция температурной истории по скважине Hunt Well:

а) 1 – температурная аномалия, рассчитанная как разность измеренного распределения температур и стационарного (кривые 1 и 4 на рис. 2а); 2 – теоретическое распределение температурной аномалии, соответствующее 7–14 ступеням температурной истории; 3 – невязка;
 б) реконструкция изменений температуры земной поверхности (GST) с помощью алгоритма ИГФ УрО РАН (коэффициент теплопроводности $a = 1,2 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$): 1 – семейство эквивалентных температурных историй; 2 – сглаженная усредненная история; 3 – кривые, ограничивающие полосу ± 1 стандартное отклонение; 4 – FSI-реконструкция GST (для $SD = 0,02 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$)

Реконструкция тепловой истории

Тепловую историю – историю изменения теплового потока через земную поверхность (SHF) – можно оценить непосредственно по термограмме, применив алгоритм, аналогичный используемому для оценки температурной истории (GST). Необходимо лишь заменить граничное условие на поверхности с температуры на тепловой поток (Beltrami, 2001). Удобнее, однако, рассчитать кривую SHF непосредственно по реконструированной GST. Интегральное соотношение, связывающее изменения поверхностных температуры и теплового потока, было получено в работах (Wang, Bras, 1999; Bennett et al., 2008):

$$q(0, t) = \frac{E}{\sqrt{\pi}} \int_0^t \frac{dT(0, s)}{\sqrt{t-s}}, \quad (1)$$

где q – тепловой поток; T – температура; t, s – время; E – коэффициент тепловой активности (тепловой инерции) пород, характеризующий интенсивность теплообмена на земной поверхности. Он связан с другими теплофизическими параметрами – теплопроводностью λ , теплопроводностью a и объемной теплоемкостью ρC – соотношениями:

$$E = \sqrt{\lambda \rho C} = \lambda / \sqrt{a} = \rho C \sqrt{a}, \text{ Дж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{К}^{-1}\cdot\text{с}^{-1/2}. \quad (2)$$

Алгоритмы, реализующие конечно-разностную аппроксимацию выражения (1), были предложены (Beltrami et al., 2002; Bennett et al., 2008) и, более точный, – авторами настоящей работы (Горностаева, 2014; Demezhko, Gornostaeva, 2015). В последнем случае исходная температурная

история представляется суммой степенных функций

$$T_i = T_0 + \sum_{j=1}^i D_j (i-j+1)^n, \quad (3)$$

где $n = 0, 1, 2, 3$; i, j – положительные целые числа, определяющие временную шкалу $t = i \cdot \Delta t$, $t = j \cdot \Delta t$; Δt – интервал дискретизации. Алгоритм реализуется следующим образом.

1. По температурной кривой GST для заданных значений n и Δt находят D_i с помощью рекуррентного соотношения

$$D_1 = T_1 - T_0, \\ D_i = (T_i - T_0) - \sum_{j=1}^{i-1} D_j (i-j+1)^n, i > 1. \quad (4)$$

2. С помощью соотношения

$$q_i = k_n \frac{E}{\sqrt{\Delta t}} \sum_{j=1}^i D_j (i-j+1)^{\frac{n-1}{2}} \quad (5)$$

рассчитывают «мгновенные» значения потока в узлах дискретизации. Коэффициент k_n в соотношении (5) определяется через гамма-функцию: $k_n = \Gamma(0,5n+1)/\Gamma(0,5n+0,5)$.

3. Результат можно уточнить, если «мгновенные» значения потока заменить средними значениями на интервале дискретизации, приписав их середине интервала:

$$\overline{q}_{i-0.5} = q_{i-1} + \frac{2}{n+1} (q_i - q_{i-1}). \quad (6)$$

Тестирование алгоритма GST-SHF трансформации на функции вида $T = \sin(\omega t)$, для которой известно точное аналитическое решение, показало, что наиболее точное восстановление истории теплового потока (<1 % относительной погрешности) достигается при $n = 2, 3$ и не менее 10 интервалах дискретизации на период (Горностаева, 2014).

На рис. 4а приведены температурная (GST) и тепловая (SHF) истории, рассчитанные для исходных значений теплофизических параметров гранитов ($\lambda = 2,72 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$; $a = 1,2 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$; $E = \lambda a^{-1/2} = 2480 \cdot \text{м}^2 \cdot \text{К}^{-1} \cdot \text{с}^{-1/2}$). Кривые GST и SHF существенно отличаются по форме и хронологии. Как и следо-

вало ожидать, изменения потока примерно на 500–1000 лет опережают изменения температуры. Амплитуда колебаний теплового потока не превышает $0,08 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Кривая SHF имеет положительную аномалию в интервале 14–4 тыс. л.н., осложненную локальным минимумом 9–6 тыс. л.н. Этот минимум соответствует участку замедленного роста температуры.

Несмотря на то, что реконструированные истории (в первую очередь, температурная) выявили хорошо известное климатическое событие – послеледниковое потепление, достоверность хронологии изменений температуры и потока оставляет сомнения. Так, например, непонятно почему рост температур прекратился после отступления ледника, а максимальных значений потепление достигло лишь 4 тыс. л.н.?

Известно, что временная шкала геотермических реконструкций определяется скоростью распространения тепловых волн в геологической среде. Скорость распространения, в свою очередь, зависит от коэффициента температуропроводности пород. В реальной среде эта скорость может отличаться от той, что рассчитана с помощью коэффициента температуропроводности, измеренного в лаборатории. Это связано с присутствием ряда некондуктивных факторов теплопереноса, таких как замерзание и оттаивание поровой влаги, фильтрация подземных вод. Полагая, что суммарное влияние всех факторов можно охарактеризовать коэффициентом эффективной температуропроводности и зная некоторые реперные события климатической истории, мы вправе скорректировать исходное значение этого коэффициента и, соответственно, временную шкалу.

В наших предыдущих публикациях, посвященных геотермическим реконструкциям в Карелии и на Среднем Урале (Demezhko et al., 2013; Демежко, Горностаева, 2014б; Demezhko, Gornostaeva, 2015), мы предложили рассматривать в качестве репера среднегодовую инсоляционную кривую для Северного полушария, рассчитанную по данным об изменениях элементов земной орбиты (Berger, Loutre,

1991). Такой способ широко применяется для орбитальной подгонки (orbital tuning) температурных реконструкций, полученных путем анализа косвенных (прокси) свидетельств палеоклимата (Martinson et al., 1987; Dreyfus et al., 2007). В перечисленных работах мы впервые предложили синхронизировать не температурную, а тепловую историю. При этом, естественно, меняется и хронология температурной реконструкции, а также вносится необходимый сдвиг между внешним тепловым воздействием и температурной реакцией на него.

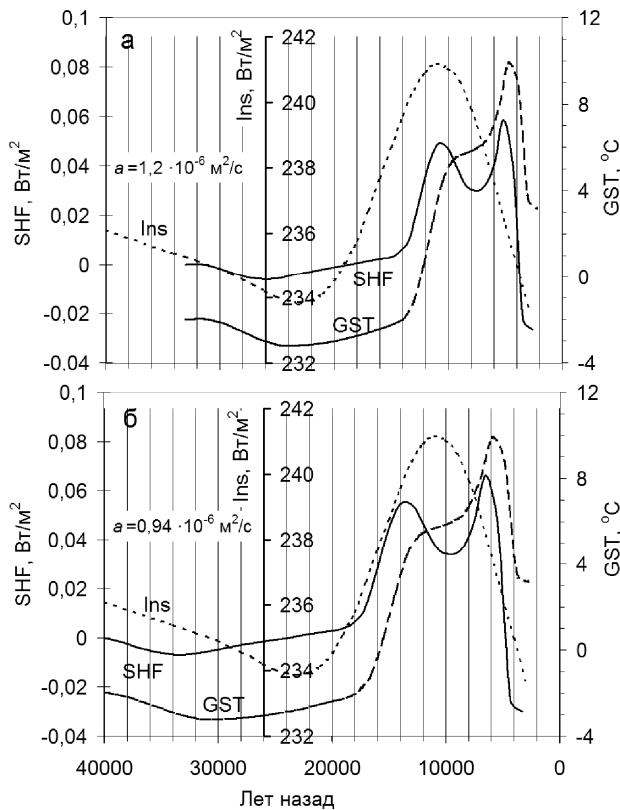


Рис. 4. Две версии временной шкалы геотермических реконструкций температуры (GST) и потока (SHF) в сравнении с изменениями среднегодовой инсоляции (Ins) на 60° с.ш.:

а) геотермическая хронология-I, соответствующая исходному значению коэффициента теплопроводности $a = 1,2 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$;

б) геотермическая хронология-II, соответствующая коэффициенту эффективной теплопроводности $a = 0,94 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, определенному по максимуму взаимной корреляции между изменениями SHF и инсоляции

На рис. 4б приведены температурная (GST) и тепловая (SHF) истории, построенные на временной шкале, соответствующей

щей коэффициенту эффективной теплопроводности $a = 0,94 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$. Такое значение обеспечивает синхронизацию потока с изменениями среднегодовой инсоляции (Ins) на 60° с.ш. Заметим, что поскольку теплопроводность при этом сохранила свое исходное значение, коэффициент тепловой активности согласно (2) увеличился в $(1,2/0,94)^{1/2} = 1,13$ раза; во столько же выросла и амплитуда теплового потока.

Обсуждение результатов

Итак, имеется две версии временной шкалы геотермических реконструкций температуры и теплового потока: первая (хронология-I), основанная на измеренном значении коэффициента теплопроводности ($a = 1,2 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, см. рис. 4а), и вторая (хронология-II), полученная путем синхронизации вариаций теплового потока с изменениями инсоляции ($a = 0,94 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, см. рис. 4б). Методика орбитальной синхронизации теплового потока предполагает линейную зависимость между изменениями внешней радиации (инсоляции) и поглощенного Землей теплового потока. Такое предположение не вызывало возражений при исследовании климата Среднего Урала (Demezhko, Gornostaeva, 2015), где, как известно (Velichko et al., 1997; Svendsen et al., 2004), не существовало позднплейстоценовых ледниковых покровов. Намного сложнее оправдать применение орбитальной синхронизации для регионов, длительное время покрытых ледниками. Так, Скандинавский ледниковый щит в Карелии просуществовал около 10 тыс. лет (Lunkka et al., 2001; Saarnisto, Saarinen, 2001). Район скважины Hunt Well, вероятно, был покрыт Лаврентийским ледником большую часть висконсинской эпохи (65–12 тыс. л.н. (Stokes et al., 2012)). В этих условиях достоверность хронологии-II может быть подтверждена независимыми свидетельствами температурного режима и динамики дегляциации.

Температурный режим в основании Лаврентийского ледникового щита за последние 50 тыс. лет исследовался в рамках 3D термомеханической модели MUN-GSM (Memorial University of Newfoundland gla-

cial systems model) (Tarasov, Peltier, 1999; Beltrami et al., 2014). Согласно (Beltrami et al., 2014) температура земной поверхности в точке, расположенной в 640 км к юго-западу от Hunt Well (54,71° с.ш., 102,0° з.д.), в максимуме оледенения 21 тыс. л.н. не опускалась ниже -2 °С. В нашей GST-реконструкции она лишь немного ниже этой оценки (-3 °С).

Хронологии дегляциации Лаврентийского ледникового щита посвящено большое число исследований, основанных на различных свидетельствах. Согласно (Дуке, 2004), дегляциация района Форты Мак-Мюррей началась 11–10,5 ¹⁴С тыс. л.н. (12,9–12,5 тыс. л.н.). По другим данным (Fisher et al., 2009) это произошло не ранее 9850–9660 ¹⁴С тыс. л.н. (~11,3 тыс. л.н.). При таянии ледника образовывались приледниковые озера, самое большое из которых, озеро Агассис (Lake Agassiz) простиралось более чем на 1000 км на юго-восток от исследуемого района (см. рис. 1). Непосредственно в исследуемом районе Мак-Мюррей образовалось приледниковое озеро Мак-Мюррей. Сброс пресных вод из оз. Агассис через долину р. Св. Лаврентия в северную Атлантику 11–10 тыс. л.н. спровоцировал прекращение Атлантической меридиональной циркуляции (АМОК), что привело к резкому похолоданию климата – позднему дриасу (Younger Drias) (Broecker et al., 1989). Сброс по «юго-восточному» пути, естественно, не затронул изучаемого района. Однако последние исследования (Murton et al., 2010) показали, что существовал и другой, «северный», путь сброса, проходящий через район скважины – по рекам Клируотер, Атабаска, Маккензи (Clearwater, Athabasca и Mackenzie). Разгрузка оз. Агассис по этому направлению произошла ок. 13 тыс. л.н. Рассмотрим, как соотносится с этими данными каждая из двух хронологий геотермических реконструкций.

Геотермическая хронология-I (см. рис. 4а). Начало потепления ок. 13 тыс. л.н. практически совпало с началом дегляциации, что является веским свидетельством в пользу этой версии геотермической хроно-

логии. Примерно 12 тыс. л.н. температура земной поверхности достигла положительных значений. Резкий рост прекратился примерно 9 тыс. л.н., сменившись участком почти постоянной температуры +6 °С, продолжившимся до 7 тыс. л.н. Этому участку соответствует и локальный минимум теплового потока. Так как все значимые события дегляциации в это время уже закончились, объяснить подобную стабилизацию достаточно сложно. Температурный максимум +10 °С достигается ок. 4,5 тыс. л.н., уже после климатического оптимума голоцена, датируемого периодом 9–5 тыс. л.н.

Геотермическая хронология-II (см. рис. 4б). Согласно этой версии геотермической хронологии, потепление земной поверхности началось задолго до дегляциации – ок. 17 тыс. л.н. Примерно 16 тыс. л.н. температура достигла положительных значений, а начало участка стабильных температур ок. 12 тыс. л.н. совпало с дегляциацией. Столь раннее начало потепления можно объяснить изменением термомеханических свойств самого ледника. В максимуме оледенения 21 тыс. л.н. его высота в районе Мак-Мюррея по разным оценкам составляла от 2000 м (Licciardi et al., 1998) до 3500–4000 м (Peltier, 2004). Но уже 14 тыс. л.н. она уменьшилась до 1000–2500 м (соответственно по (Licciardi et al., 1998) и (Peltier, 2004)). Вместе с уменьшением высоты ледника, вероятно, упала и скорость вертикального движения льда, ответственного за поддержание низких температур в его основании (Demezhko et al., 2007). Значительно сложнее объяснить длительное существование положительных температур земной поверхности под ледником. Но здесь нужно учитывать сглаженный характер геотермических реконструкций. Вполне вероятно, что температура земной поверхности, достигнув 0 °С, стабилизировалась на этой отметке до полной деградации ледника, однако тепловой след этого климатического события не сохранился до наших дней. После отступления ледника температура поднялась до +6 °С, но дальнейшему повышению температуры препятствовало возникшее приледниковое

озеро Мак-Мюррей. Период стабильных температур продолжался до 9 тыс. л.н. Возможно, что и после дренирования озера по «северному» пути район скважины долгое время оставался заболоченным и осушился лишь в результате изостатического подъема. Температура земной поверхности достигла максимума около 6 тыс. л.н., что хорошо согласуется с климатическим оптимумом голоцена. Достоверность последнего события климатической истории, резкого похолодания до $+3,5$ °С, невысока, поскольку реконструкция проводилась по урезанной термограмме (начиная с 550 м).

Хотя каждая из версий геотермических хронологий имеет свои слабые стороны, по чисто формальному признаку – количеству совпадений с независимыми климатическими свидетельствами – следует отдать предпочтение хронологии-II. Любопытно также сопоставить реконструкцию теплового потока по скв. Hunt Well с тепловыми историями, полученными нами ранее на Урале и в Карелии (рис. 5).

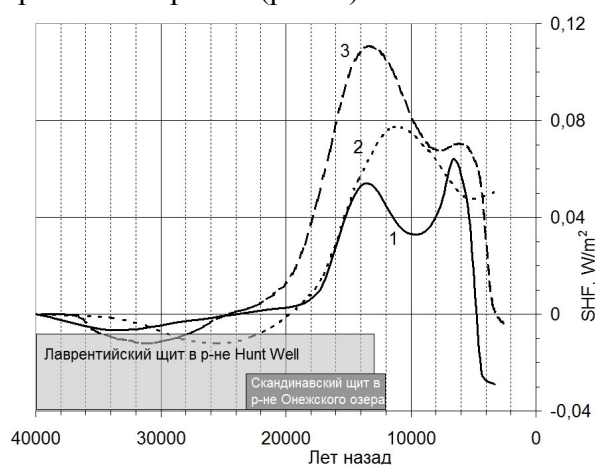


Рис. 5. Сопоставление геотермических реконструкций для трех регионов: 1 – Форт Мак-Мюррей; 2 – Средний Урал (Demezhko, Gornostaeva, 2015); 3 – Карелия (Demezhko et al., 2013)

Канадскую и карельскую реконструкции от уральской отличает наличие локального минимума теплового потока после дегляциации. Возможно, это общий признак тепловых историй, реконструированных в районах древних оледенений, но для доказательства этого предположения требуется значительно большее количество реконструкций.

Заключение

Новая палеоклиматическая интерпретация геотермических данных по скважине Hunt Well показала, что тепловой режим земной поверхности в этом районе в течение последнего цикла ледниковой истории формировался под влиянием целого ряда факторов, включая орбитальные факторы (колебания инсоляции), изменение термомеханических свойств Лаврентийского ледникового щита, дегляциацию, образование приледниковых озер и их последующее осушение. Но все же главным климатообразующим фактором, вероятно, является инсоляция, которая через сложную систему обратных климатических связей определяет поведение остальных. Лучше понять этот механизм позволяет реконструкция изменений теплового потока через земную поверхность. Будучи энергетическим выражением климата, реконструируемый тепловой поток может быть непосредственно сопоставлен с другими климатическими характеристиками, имеющими размерность потока энергии, например, с инсоляцией. Процедура синхронизации изменений теплового потока через земную поверхность с изменениями инсоляции дает возможность скорректировать временную шкалу геотермических реконструкций, первоначально определенную лабораторными измерениями коэффициента теплопроводности пород.

Понятно, что палеоклиматические выводы, приведенные в настоящей статье и базирующиеся на анализе единственной скважины, следует рассматривать как предварительные. Главная цель статьи – разработка методики палеоклиматической интерпретации геотермических данных на основе одновременной реконструкции температурной и тепловой историй земной поверхности.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 13-05-00724-а и № 14-05-31055 мол_а.

Литература

Горностаева А.А. Алгоритм расчета теплового потока через земную поверхность по данным об изменениях температуры по-

верхности // Уральский геофизический вестник. 2014. № 1. С. 37–45.

Демежко Д.Ю. Геотермический метод реконструкции палеоклимата (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 144 с.

Демежко Д.Ю., Горностаева А.А. Реконструкция изменений теплового потока через земную поверхность на Урале по геотермическим и метеоданным // Геофизические процессы и биосфера. 2014а. Т. 13. № 4. С. 21–40.

Демежко Д.Ю., Горностаева А.А. Реконструкции долговременных изменений теплового потока через земную поверхность по данным геотермии глубоких скважин // Геология и геофизика. 2014б. Т. 55. № 12. С. 1841–1846.

Демежко Д.Ю., Горностаева А.А., Тарханов Г.В., Есипко О.А. Реконструкция температурной истории земной поверхности за последние 30 000 лет по данным термометрии Онежской параметрической скважины // Геофизические исследования. 2013. Т. 14. № 2. С. 38–48.

Beltrami H. Surface heat flux histories from inversion of geothermal data: Energy balance at the Earth's surface // J. of Geophys. Res: Solid Earth (1978–2012). 2001. V. 106. № B10. P. 21979–21993.

Beltrami H., Matharoo G.S., Tarasov L., Rath V., and Smerdon J. E. Numerical studies on the Impact of the Last Glacial Cycle on recent borehole temperature profiles: implications for terrestrial energy balance // Clim. Past. 2014. № 10(5). P. 1693–1706.

Beltrami H., Smerdon J.E., Pollack H.N., and Huang S. Continental heat gain in the global climate system // Geophys. Res. Lett. 2002. V. 29. № 8. P. 8-1–8-3.

Beltrami H., Wang J., Bras R.L. Energy balance at the Earth's surface: Heat flux history in eastern Canada // Geophys. Res. Lett. 2000. V. 27. № 20. P. 3385–3388.

Bennett W.B., Wang J., Bras R.L. Estimation of global ground heat flux // Journal of Hydro-meteorology. 2008. V. 9(4). P. 744–759.

Berger A., Loutre M.F. Insolation values for the climate of the last 10 million of years // Quaternary Sciences Review.

1991. V. 10. № 4. P. 297–317 (data from http://gcmd.nasa.gov/records/GCMD_EARTH_LAND_NGDC_PALEOCLIM_INSOL.html).

Broecker W.S., Kennett J.P., Flower B.P., Teller J.T., Trumbore S., Bonani G., and Wolff W. Routing of meltwater from the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode // Nature. 1989. V. 341. P. 318–321.

Čermak V. Underground temperature and inferred climatic temperature of the past millennium // Palaeogeogr. Paleoclimatol. Paleocol. 1971. V.10. P. 1–19.

Chapman D.S., Furlong K.P. Thermal state of the lower continental crust. / In: Fountain D.M., Arculus R., Kay R. (eds.), Continental lower crust. Elsevier, Amsterdam. 1992. P. 179–199.

Chouinard C., Mareschal J.C. Ground surface temperature history in southern Canada: temperatures at the base of the Laurentide ice sheet and during the Holocene // Earth and Planetary Science Letters. 2009. V. 277. № 1. P. 280–289.

Dahl-Jensen D., Mosegaard K., Gundestrup N., Clow G.D., Johnsen S.J., Hansen A.W., and Balling N. Past temperatures directly from the Greenland Ice Sheet // Science. 1998. V. 282. P. 268–271.

Demezhko D.Y., Gornostaeva A.A. Late Pleistocene-Holocene ground surface heat flux changes reconstructed from borehole temperature data (the Urals, Russia) // Clim. Past. 2015. V. 11. № 4. P. 647–652.

Demezhko D.Yu., Gornostaeva A.A., Tarkhanov G.V., and Esipko O.A. 30,000 years of ground surface temperature and heat flux changes in Karelia reconstructed from borehole temperature data // Bulletin of Geography. Physical Geography Series, Versita Publishing. 2013. № 6. P. 7–25.

Demezhko D.Yu., Ryykin D.G., Outkin V.I., Duchkov A.D., and Balobaev V.T. Spatial distribution of Pleistocene/Holocene warming amplitudes in Northern Eurasia inferred from geothermal data // Clim. Past. 2007. V. 3. P. 559–568.

Demezhko D.Yu., Shchapov V.A. 80,000 years ground surface temperature history inferred

- from the temperature-depth log measured in the superdeep hole SG-4 (the Urals, Russia) // *Global and Planetary Change*. 2001. V. 29 (1–2). P. 219–230.
- Dreyfus G.B., Parrenin F., Lemieux-Dudon B., Durand G., Masson-Delmotte V., Jouzel J., Barnola J.-M., Panno L., Spahni R., Tisserand A., Siegenthaler U., and Leuenberger M.* Anomalous flow below 2700m in the EPICA Dome C ice core detected using ^{18}O of atmospheric oxygen measurements // *Clim. Past*. 2007. V. 3. P. 341–353.
- Dyke A.S.* An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada // *Quaternary glaciations: extent and chronology*. 2004. V. 2. P. 373–424.
- Fisher T.G., Waterson N., Lowell T.V., and Hajdas I.* Deglaciation ages and meltwater routing in the Fort McMurray region, northeastern Alberta and northwestern Saskatchewan, Canada // *Quaternary Science Reviews*. 2009. V. 28(17). P. 1608–1624.
- Golovanova I.V., Sal'manova R.Y., Demez-hko D.Y.* Climate reconstruction in the Urals from geothermal data // *Russian Geology and Geophysics*. 2012. V. 53(12). P. 1366–1373.
- Harris R.N., Chapman D.S.* Climate change on the Colorado Plateau of the eastern Utah inferred from borehole temperatures // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. № B4. P. 6367–6381.
- Kukkonen I.T., Šafanda J.* Palaeoclimate and structure: the most important factors controlling subsurface temperatures in crystalline rocks. A case history from Outokumpu, eastern Finland // *Geophysical Journal International*. 1996. V. 126. № 1. P. 101–112.
- Kukkonen I.T., Jöeleht A.* Weichselian temperatures from geothermal heat flow data // *J. Geophys. Res.: Solid Earth* (1978–2012). 2003. V. 108. № B3. P. 2163. doi:10.1029/2001JB001579.
- Lachenbruch A.H., Marshall B.V.* Changing climate: Geothermal evidence from permafrost in the Alaskan Arctic // *Science*. 1986. V. 234. P. 689–696.
- Licciardi J.M., Clark P.U., Jenson J.W., and Macayeal D.R.* Deglaciation of a soft-bedded Laurentide ice sheet // *Quaternary Sci. Rev.* 1998. V. 17. P. 427–448. doi:10.1016/S0277-3791(97)00044-9.
- Lunkka J.P., Saarnisto M., Gey V.P., Demidov I., and Kiselova V.* Extent and age of the Last Glacial maximum in the southeastern sector of the Scandinavian Ice Sheets // *Global and Planetary Change*. 2001. V. 31. P. 407–426.
- Majorowicz J., Chan J., Crowell J., Gosnold W., Heaman L.M., Kück J., Nieuwenhuis G., Schmitt D.R., Unsworth M., Walsh N., and Weides S.* The first deep heat flow determination in crystalline basement rocks beneath the Western Canadian Sedimentary Basin // *Geophysical Journal International*. 2014. V. 197(2). P. 731–747.
- Majorowicz J., Gosnold W., Gray A., Šafanda J., Klenner R., and Unsworth M.* Implications of post-glacial warming for northern Alberta heat flow-correcting for the underestimate of the geothermal potential // *GRC Transactions*. 2012. V. 36 (GRC1030303).
- Majorowicz J., Šafanda J.* Heat flow variation with depth in Poland: evidence from equilibrium temperature logs in 2.9-km-deep well Torun-1 // *International Journal of Earth Sciences*. 2008. V. 97. № 2. P. 307–315.
- Majorowicz J., Šafanda J.* Effect of post-glacial warming seen in high precision temperature log deep into the granites in NE Alberta // *International Journal of Earth Sciences*. 2014. P. 1–9.
- Mareschal J.C., Rolandone F., Bienfait G.* Heat flow variations in a deep borehole near Sept-Iles, Québec, Canada: Paleoclimatic interpretation and implications for regional heat flow estimates // *Geophysical research letters*. 1999. V. 26. № 14. P. 2049–2052.
- Martinson D.G., Pisias N.G., Hays J.D., Imbrie J., Moore T.C., and Shackleton N.J.* Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0–300 000 years chronostratigraphy // *Quat. Res.* 1987. V. 27. P. 1–30.
- Mottaghy D., Majorowicz J., Rath V.* Ground surface temperature histories reconstructed from boreholes in Poland: implications for spatial variability / In: Przybylak R., Majorowicz J., Brazdil R., Kejna M. (eds.), *The Polish Climate in the European Context*, An

- Historical Overview, Chapter 27, Springer, Berlin. 2010. P. 375–389.
- Murton J.B., Bateman M.D., Dallimore S.R., Teller J.T., and Yang Z.* Identification of Younger Dryas outburst flood path from Lake Agassiz to the Arctic Ocean // *Nature*. 2010. V. 464(7289). P. 740–743.
- Peltier W.R.* Global glacial isostasy and the surface of the Ice-Age Earth: The ICE-5G (VM2) Model and GRACE // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 2004. V. 32. P. 111–149. doi:10.1146/annurev.earth.32.082503.144359.
- Pollack H.N., Huang S., Shen P.Yu.* Climate change record in subsurface temperatures: A global perspective // *Science*. 1998. V. 282. P. 279–281.
- Rajver D., Safanda J., Shen P.Y.* The climate record inverted from borehole temperatures in Slovenia // *Tectonophysics*. 1998. V. 291. P. 263–276.
- Rolandone F., Mareschal J.C., Jaupart C.* Temperatures at the base of the Laurentide Ice Sheet inferred from borehole temperature data // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. № 18. P. 1–4.
- Saarnisto M., Saarinen, T.* Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega Basin to the Salpausselka End Moraines // *Global and Planetary Change*. 2001. V. 31. P. 387–405.
- Šafanda J., Szewczyk J., Majorowicz J.* Geothermal evidence of very low glacial temperatures on a rim of the Fennoscandian ice sheet // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. № 7. L07211. doi: 10.1029/2004GL019547.
- Schneider C.L., Mei S., Haug K., and Grobe M.* The sub-Cretaceous unconformity and the Devonian subcrop in the Athabasca Oil Sands Area, townships 87–99, ranges 1–13, west of the Fourth Meridian. Alberta Energy Regulator, AER/AGS Open File Report 2014-07. 2014. 32 pp.
- Shen P.Y., Beck A.E.* Least Squares Inversion in Borehole Temperature Measurements in Functional Space // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96. № B12. P. 19,965–19,979.
- Stokes C.R., Tarasov L., Dyke A.S.* Dynamics of the North American Ice Sheet Complex during its inception and build-up to the Last Glacial Maximum // *Quaternary Science Reviews*. 2012. V. 50. P. 86–104.
- Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., and Stein R.* Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews*. 2004. V. 23. № 11. P. 1229–1271.
- Tarasov L., Peltier W.R.* Impact of thermomechanical ice sheet coupling on a model of the 100 kyr ice age cycle // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. P. 9517–9545.
- Velichko A.A., Kononov Yu.M., Faustova M.A.* The last glaciation of Earth: size and volume of ice-sheets // *Quaternary International*. 1997. V. 41. P. 43–51.
- Walsh N.J.* Geochemistry and geochronology of the Precambrian Basement Domains in the Vicinity of Fort McMurray, Alberta. A Geothermal Perspective, M.Sc. Thesis, University of Alberta. 2013. 194 pp.
- Wang J., Bras R.L.* Ground heat flux estimated from surface soil temperature // *J. Hydrology*. 1999. V. 216. № 3–4. P. 214–226.