DOI: 10.25698/UGV.2018.2.3.20 УДК 550.361:551.583

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ОЦЕНКИ ТЕПЛОВОГО РЕЖИМА В ОСНОВАНИЯХ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ЩИТОВ. Ч. II. СКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ

Демежко Д.Ю., Горностаева А.А., Антипин А.Н. *– Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург*

Аннотация. Проанализированы геотермические оценки температур земной поверхности на территории Северной Европы в последнем цикле ледниковой истории. В позднем плейстоцене (65–12 тыс. л. н.) значительная часть этой территории была занята Скандинавским ледниковым щитом. Геотермические данные свидетельствуют в пользу гипотезы «минимального» распространения ледника в период максимума последнего оледенения (LGM). Температуры земной поверхности за пределами ледникового щита были экстремально низкими (от -9 до -18 °С). В пределах ледникового щита существовали как талые, так и мерзлые зоны. Выявленная температурная зональность в целом согласуются с современной зональностью температур земной поверхности в Гренландии, что позволяет считать эти ледниковые щиты близкими аналогами. Изменения аномального климатически обусловленного теплового потока через земную поверхность за пределами ледникового щита происходили согласованно с вариациями инсоляции Земли, а в границах оледенения – независимо.

Геотермия, реконструкция палеоклимата, Скандинавский ледниковый щит, температура в основании ледника, тепловой поток.

GEOTHERMAL ESTIMATES OF THERMAL REGIME AT THE BASE OF THE LATE PLEISTOCENE ICE SHEETS. PART II. SCANDINAVIAN ICE SHEET

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

Abstract. Geothermal estimates of the ground surface temperatures for the last glacial cycle in Northern Europe has been analyzed. During the Late Pleistocene (65–12 kyr BP) a substantial part of this area was covered by the Scandinavian Ice Sheet. Geothermal evidences support the hypothesis of its minimal extension during the Last Glacial Maximum (LGM). Ground surface temperatures outside the ice sheet were extremely low (from -9 to -18 °C). Within the ice sheet, there were both thawed and frozen zones. The revealed temperature zonation is generally consistent with the modern zonality of the ground surface temperatures in Greenland, which makes it possible to consider these ice sheets as analogues. The anomalous climatically induced surface heat flux changed in accordance with the orbital insolation of the Earth outside the ice sheet, and independently within the limits of the glacier.

Geothermics, paleoclimate reconstruction, the Scandinavian Ice Sheet, basal temperatures, heat flux.

Введение

В последнюю ледниковую эпоху Скандинавский ледниковый щит покрывал север Европы. Несмотря на более чем столетнюю историю его изучения, мнения о границах распространения ледника, его высоте, хронологии оледенения и дегляциации, температурном режиме в основании щита существенно расходятся. Особенно значительны расхождения в оценках максимального распространения ледниковых покровов в период LGM (Last Glacial Maximum – максимум последнего оледенения, 30–15 тыс. л. н.). Часть исследователей придерживается т.н. «минимальной» модели (Siegert et al., 2001, рис. 1). Другие – приверженцы «максимальной» модели – настаивают на значительно более широком распространении единого ледникового покрова (Svendsen et al., 2004), объединявшего Скандинавский и Баренцево-Карский ледниковые щиты на востоке, доходящего до Британских островов на западе, до северной части Белоруссии и Польши – на юге. Помимо этих, вполне «умеренных» моделей, существуют и более «экстремаль-

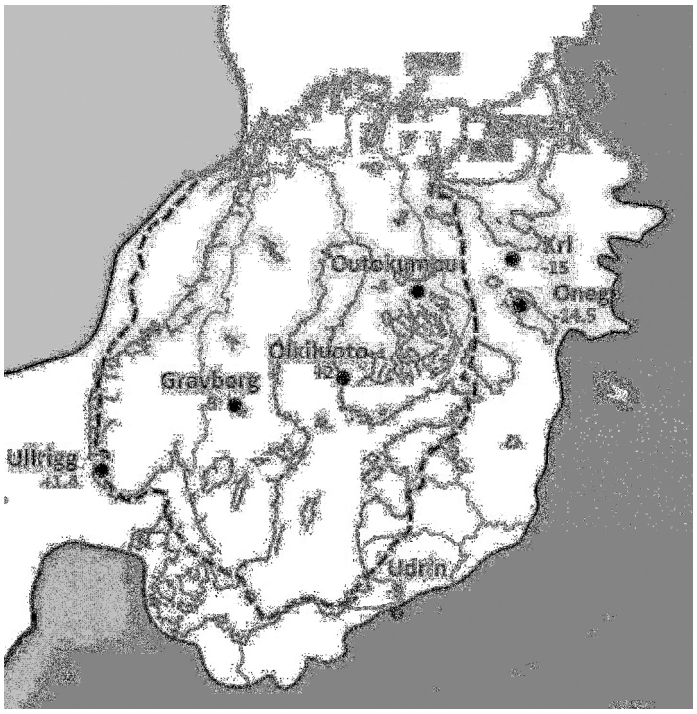

Рис. 1. Распространение ледниковых покровов Северной Европы в максимуме последнего оледенения (LGM) ~20 тыс. л. н. Сплошная линия – максимальная модель (Svend-sen et al., 2004); пунктир – минимальная модель (Siegert et al., 2001). Черными кружками обозначены изученные скважины, цифрами возле них – реконструированные значения LGM температуры земной поверхности (табл. 1)

ные». Так, по представлениям М.Г. Гросвальда (Гросвальд, 2009) в период LGM оледенение Евразии было единым и, помимо Скандинавского, включало Баренцево-Карский, Восточно-Сибирский, Берингийский и Охотский ледниковые щиты и доходило до Северного полюса. Эта «экстремально максимальная» модель основывается, главным образом, на геоморфологических исследованиях. Противоположная ей «экстремально минимальная» модель (Большиянов, 2015) предполагает отсутствие крупных ледниковых щитов в Северной Евразии. Даже территория Скандинавского полуострова, по мнению автора, не была перекрыта единым ледниковым щитом. Вместо него развивались ограниченные по площади и мощности ледниковые купола, имевшие холодное, примерзшее к ложу основание. Это доказывается многочисленными находками ископаемой фауны (от пресноводных моллюсков до мамонтов), датируемыми периодом LGM, там, где в то время должен был находиться ледник высотой в несколько километров. И, наконец, нельзя не упомянуть «суперэкстремальную» модель (Чувардинский, 2012), согласно которой никакого Скандинавского ледникового щита вовсе не существовало, а ледниковые формы рельефа на Балтийском щите имеют разломно-тектоническое происхождение.

Не менее актуальна и проблема оценки температурного режима в основании Скандинавского ледникового щита. Наряду с толщиной покрова, возвышением его верхней границы и рельефом основания температурный режим является главным параметром, контролирующим объем и динамику ледника (Marshall and Clark, 2002; Hughes, 2009). Решение этой проблемы осложняется недостатком надежных свидетельств температурного режима ледникового основания. Качественная оценка – выделение преимущественно мерзлой подледниковой зоны – базируется на анализе современного распределения так называемых «ребристых» морен (Kleman and Hättestrand, 1999; Kleman and Glasser, 2007). Предполагается, что ребристые морены были образованы вследствие хрупкого разрушения мерзлых подледниковых отложений, вызванного напряжением на границе между мерзлыми и оттаивающими породами. Однако это мнение пока не является общепризнанным (Марков, 2011).

Прямые реконструкции теплового режима ледникового основания в прошлом могут быть получены на основе анализа современного распределения температур

Таблица 1. Реконструированные LGM температуры земной поверхности, оценки высоты ледникового покрова согласно «минимальной» (Siegert et al., 2001) и «максимальной» (Svendsen et al., 2004) моделей, оценки температуры плавления льда, рассчитанные по (1). Серым выделены скважины, находящиеся за пределами границы распространения ледника в соответствии с «минимальной» моделью

№	Скважина	Координаты	LGM температуры земной поверхности T_{LGM}	Высота ледника h, м согласно «минимальной» и «максимальной» моделей		Температура плавления T_m: числитель – для чистого льда, знаменатель – для льда, содержащего воздух		Ссылки на источник реконструкции T_{LGM}
				мин	макс	мин	макс	
1	SG-3	69°23' с.ш. 30°36' в.д.	-3	750	2150	-0,5 / -0,6	-1,4 / -1,9	Rath and Mottaghy, 2007
2	Kol (C-1)	67°45' с.ш. 35°25' в.д.	-18		2350		-1,5 / -2,0	Глазнев и др., 2004
3	Krl	63°15' с.ш. 36°10' в.д.	-15		700		-0,4 / -0,6	Kukkonen et al., 1998
4	Onega	62°09' с.ш. 34°24' в.д.	-14,5					Демежко и др., 2013; Demezhko et al., 2013
5	Outokumpu	62°43' с.ш. 29°04' в.д.	-4	1000	2600	-0,6 / -0,9	-1,7 / -2,2	Kukkonen et al., 2011
6	Olkiluoto	61°14' с.ш. 21°30' в.д.	+2	2000	2500	-1,3 / -1,7	-1,6 / -2,2	Kukkonen et al., 2015
7	Gravberg-1 (Siljan)	61°09' с.ш. 15°00' в.д.	-3	2300	2600	-1,5 / -2,0	-1,7 / -2,2	Forsström, 2005
8	Ullrigg	58°56' с.ш. 5°42' в.д.	1,4	100	2250	-0,1 / -0,1	-1,5 / -1,9	Температурные оценки получены в настоящей работе
9	Udrin	54°14' с.ш. 22°56' в.д.	-9		100		-0,1 / -0,1	Rath and Mottaghy, 2007

горных пород, измеренных в скважинах (Kukkonen and Šafanda, 1996; Kukkonen et al., 1998; 2011; 2015; Mareschal et al., 1999; Demezhko and Shchapov, 2001; Rolandone et al., 2003; Глазнев и др., 2004; Rath and Mottaghy, 2007; Majorowicz and Šafanda, 2008; 2015; Chouinard and Mareschal, 2009; Majorowicz, 2012; Demezhko et al., 2013; 2018; Pickler et al., 2016).

В первой части нашего исследования (Демежко, 2016) мы провели анализ ранее полученных геотермических реконструкций температуры в основании Лаврентийского ледникового щита. Изученные скважины были расположены в основном в южной части Канады – на периферии ледникового щита. Для этого региона в период LGM характерно широкое распространение талых зон в основании ледника (средняя температура составила -0,4 °C, что, с учетом давления ледника, выше точки плавления льда). Было показано, что отрицательная корреляция между температурой основания и геотермическим тепловым потоком скорее всего обусловлена недостатками методик реконструкции. Не подтвердилось ранее высказанное предположение о зависимости температур в основании ледника от его высоты (Majorowicz, 2012). Настоящая статья продолжает начатое исследование на примере Скандинавского ледникового щита.

Исходные данные

Геотермические данные были получены в девяти глубоких скважинах, пробуренных на территории предполагаемого распространения Скандинавского ледникового щита (в границах «максимальной модели» – см. рис. 1, табл. 1).

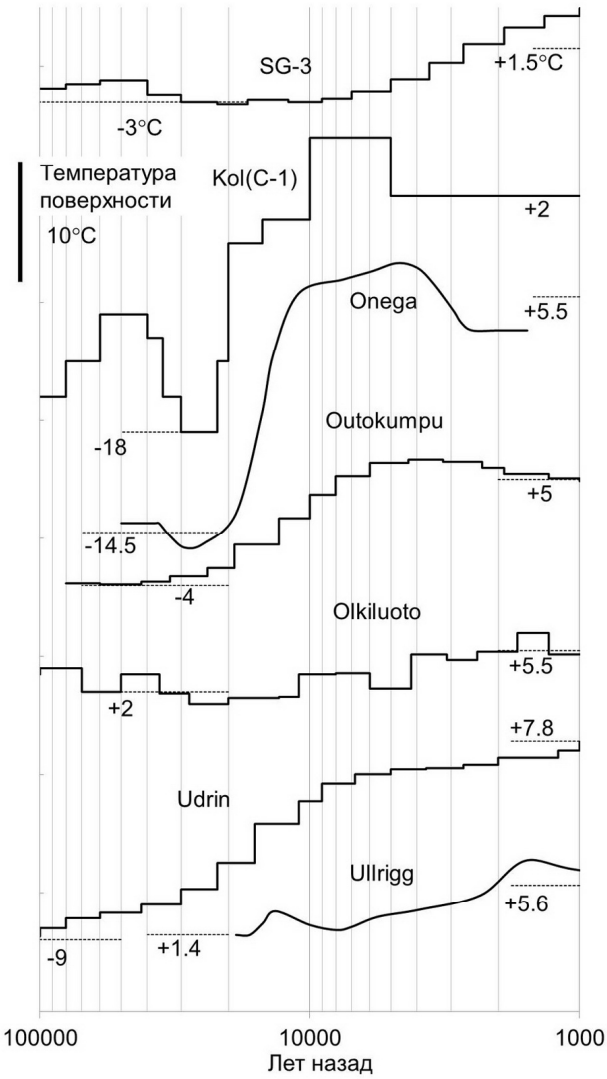

Рис. 2. Реконструкции температурных историй земной поверхности. Пунктиром отмечены температуры в максимуме оледенения (LGM) и современные температуры земной поверхности (см. табл. 1, 2)

Результаты геотермических исследований Кольской сверхглубокой скважины **SG-3** (12261 м) впервые были опубликованы в работе (Popov et al., 1999). Первая детальная реконструкция температурной истории поверхности получена в (Rath and Mottaghy, 2007) с помощью 1-D инверсионной программы на основе тихоновской регуляризации. Был исследован ограниченный интервал термограммы (500–3500 м), свободный от проявлений гидрогеологической активности и влияния структурных факторов. Для оценки оптимального параметра регуляризации применялся так называемый GCV метод (Farquharson and Oldenburg, 2004). Температурная история для SG-3 приведена на рис. 2.

Структурная скважина **Kol (C-1)** глубиной 2,2 км была пробурена в центральной части Кольского полуострова к северу от Панской интрузии. Температурная реконструкция (см. рис. 2) выявила здесь экстремально холодные температуры земной поверхности в период LGM, что по заключению авторов свидетельствует об отсутствии мощного ледникового покрова в течение всего валдайского этапа (Глазнев и др., 2004).

Krl. Прямых длительных реконструкций температурной истории для этой группы скважин нет. Для оценки теплового потока исследовались семь скважин глубиной 250–700 м (Kukkonen et al., 1998). Измеренный тепловой поток составил всего лишь 2,4–11,6 мВт/м^2. Предполагалось, что столь значительное занижение потока обусловлено влиянием последней ледниковой эпохи. Для повышения оценки потока до «разумного» значения 40 мВт/м^2 необходимо допустить, что средняя температура земной поверхности 60–11 тыс. л. н. опускалась до -15 °C.

Onega. Согласно реконструкции температурной истории по 2,5 км Онежской параметрической скважине, температура земной поверхности 25 тыс. лет назад была -14,5 °C – на 18–20 К ниже современной (Демежко и др., 2013; Demezhko et al., 2013). Увеличение температуры поверхности началось довольно рано – примерно 20 тыс. лет назад – и, как предполагалось, было связано с утепляющим влиянием Скандинавского ледникового щита. И лишь после его распада около 12 тыс. лет назад изменения температуры поверхности стали воспроизводить глобальное потепление климата (Демежко и др., 2013).

Попытки реконструировать температурную историю по данным термометрии 2,5 км скважины **Outokumpu** предпринимались дважды. Сначала – посредством решения прямой задачи для стандартной модели температурных изменений в Финляндии путем подбора амплитуды палео-

температурных колебаний (Kukkonen and Šafanda, 1996). Средняя за период 100–10 тыс. л. н. температура земной поверхности была оценена в -2 °C. Повторно, уже более детально, температурная история была реконструирована (Kukkonen et al., 2011) с помощью инверсионной программы на основе тихоновской регуляризации (Rath and Mottaghy, 2007). Температура земной поверхности 30–40 тыс. л. н. в этом случае оказалась несколько ниже (-4 °C).

Скважина **Olkiluoto** (официальное название OL-KR56) глубиной 1200 м была пробурена в 2012 г. на одноименном острове в Ботническом заливе (Toropainen, 2012). Для реконструкции температурной истории применялось несколько инверсионных алгоритмов (Kukkonen et al., 2015): SVD (singular value decomposition), численный метод с тихоновской регуляризацией (Rath and Mottaghy, 2007) и метод, основанный на байесовском подходе. Медианная температурная история по ансамблю реконструкций приведена на рис. 2. Весьма незначительный рост температуры по завершению ледниковой эпохи, вероятно, объясняется тем, что после отступления ледника вплоть до исторического времени (1 тыс. л. н.) исследуемый район был скрыт под водой (Smellie et al., 2014).

Сверхглубокая (6337 м) скважина **Gravberg-1** расположена на севере кольцевой импактной структуры Siljan в центральной Швеции. Прямых реконструкций температурных историй здесь также получено не было. Геотермические исследования не выявили значительных колебаний градиента вплоть до глубины 5 км (Balling et al., 1990), что свидетельствует об отсутствии значительных колебаний температуры поверхности на протяжении последнего ледникового цикла. Результаты моделирования динамики ледникового покрова по программе PMIP (Palaeoclimate Modelling Intercomparison Project's) показали, что температура земной поверхности в период LGM не поднималась выше -2 – -4 °C (Forsström, 2005).

Температурная история по скважине **Ullrigg**, расположенной в западной Норвегии недалеко от побережья Северного моря, реконструирована нами по температурным данным, опубликованным в (Maystrenko et al., 2015). Применен алгоритм подбора ступенчатых температурных историй в неравномерных временных интервалах (Демежко, 2001). Серия температурных историй с различным числом ступенек, в равной мере удовлетворяющих измеренной термограмме, усреднялась и сглаживалась. Итоговая реконструкция была скорректирована с учетом недостаточного времени восстановления стационарного температурного режима. В результате корректировки температура LGM снизилась с +4,5 до +1,4 °C, оставшись тем не менее положительной. В настоящей работе эта реконструкция публикуется впервые. Как и в случае с *Olkiluoto*, небольшая амплитуда палеотемпературных колебаний может означать, что большую часть времени после отступления ледника этот район был затоплен.

Скважина **Udrin** находится в северо-восточной Польше в пределах анортозитовой интрузии, перекрытой 800-м слоем осадочных пород. Отрицательный температурный градиент до глубины 400 м объяснялся долгим протаиванием мощной толщи многолетнемерзлых пород, сформировавшихся в условиях экстремально низких температур последнего оледенения (Šafanda et al., 2004). Решением прямой задачи, учитывающей фазовый переход, было установлено, что средняя температура ледниковой эпохи составляла -10 °C. Детальная температурная история (Rath and Mottaghy, 2007) показала, что температура в последнем ледниковом цикле не опускалась ниже -9 °C.

Распределение температур LGM

Если большая часть оценок температур основания Лаврентийского ледникового щита была близка к температуре плавления льда (Демежко, 2016), то Скандинавский ледниковый щит (см. рис. 1) демонстрирует куда более высокую изменчивость. Оценки, полученные за пределами границы распространения ледникового щита согласно «минимальной» модели (Kol, Krl,

Onega, Udrin), обнаруживают экстремально низкие LGM температуры земной поверхности: от -9 до -18 °С. Здесь, вероятно, формировалась мощная толща многолетнемерзлых пород. Такой температурный режим земной поверхности указывает на отсутствие ледника. По крайней мере, если он и существовал здесь, то очень недолго, и мощность его была не столь значительна, чтобы оставить тепловой след, сохранившийся в современном температурном поле. LGM температуры в пределах границы распространения («минимальная модель»), напротив, существенно выше (от -4 до +2 °С) и близки к точке плавления льда. Точка плавления чистого льда у подошвы ледника T_m определяется зависимостью (Aschwanden, 2014):

$$T_m = T_t - \gamma(\rho g h - p_t), \qquad (1)$$

где T_t = 273,16 К и p_t = 611,73 Па – температура и давление, соответствующие тройной точке воды; ρ = 900 кг/м^3 – плотность льда; g = 9,825 м/с^2 – ускорение свободного падения; h – мощность ледника; γ = = 7,42·10^{-8} К/Па. Для льда, включающего пузырьки воздуха, величина γ может достигать 9,8·10^{-8} К/Па (Harrison, 1975), что делает зависимость температуры плавления от давления более крутой. Присутствие солей NaCl и KCl смещает точку плавления в сторону отрицательных температур на величину 0, 064C, где C – содержание солей в г/л (Galushkin, 1997).

Последнее соотношение в большей степени может относиться не к леднику, достаточно чистому в отношении солей, а ко льду, содержащемуся в породах основания.

Уверенно температура плавления была превышена лишь в двух точках – Ullrigg и Olkiluoto (см. табл. 1). Основание Скандинавского щита в районах, расположенных вблизи ледоразделов (SG-3, Outokumpu и Gravberg-1), оставалось мерзлым.

Наиболее наглядно различия температурного режима в отдельных зонах проявляются при сопоставлении реконструкций LGM температур земной поверхности с данными эмпирической модели пространственного распределения амплитуд плейстоцен/голоценового потепления, обобщающей целый ряд ранее полученных в Северной Евразии длительных геотермических реконструкций (Demezhko et al., 2007; Демежко и др., 2007). В основном эти оценки были получены за пределами изучаемого района (рис. 3). Согласно модели, амплитуды потепления DT уменьшаются обратно пропорционально расстоянию r от гипотетического центра, расположенного в Северной Атлантике (φ_0 = 71,12° с.ш., λ_0 = = 0,31° з.д.), до точки наблюдения с координатами φ, λ:

$$\Delta T(r) = 1{,}75 + 2{,}714 \cdot 10^{-4} r^{-1},$$
$$r = r(\varphi_0, \lambda_0, \varphi, \lambda). \qquad (2)$$

Вычитая модельные амплитуды плейстоцен/голоценового потепления из современных среднегодовых температур земной поверхности T_c в точках расположения скважин, получим приблизительные оценки «нормальной» LGM температуры земной поверхности T^m_{LGM}, характеризующие

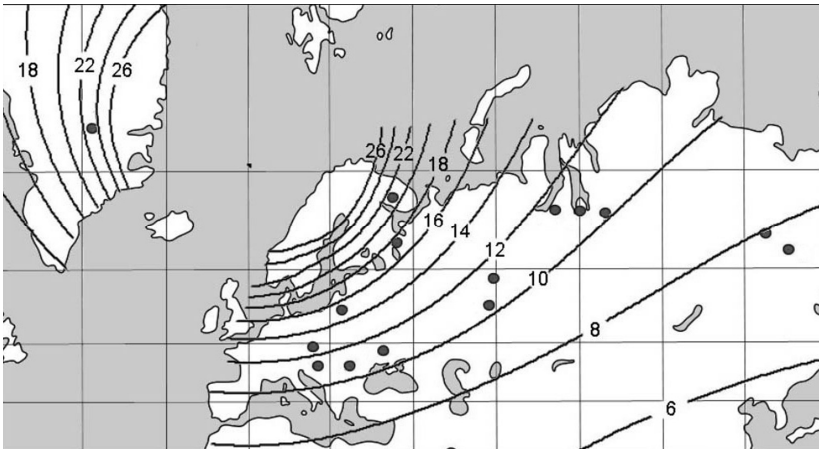

Рис. 3. Распределение амплитуд плей-стоцен/голоценового потепления DT в Северной Евразии согласно модели (2). Точками обозначены скважины, по которым получены длительные температурные истории (Demezhko et al., 2007; Демежко и др., 2007)

Таблица 2. Температурный режим земной поверхности в период LGM и в настоящее время

№	Скважина	LGM температуры земной поверхности T_{LGM}, °C	Современная температура земной поверхности T_c, °C	Геотермический тепловой поток q, мВт/м^2	Модельные оценки (Demezhko et al., 2007; Демежко и др., 2007)		Ссылки
					ΔT, °C	$T^m_{LGM} = T_c - \Delta T$, °C	
1	SG-3	-3	1,5*	48	24	-22,5	Rath and Mottaghy, 2007 *Xing, 2008
2	Kol (C-1)	-18	2,0	32	21	-19	Глазнев и др., 2004
3	Krl	-15	4,3*	45**	17,5	-13,2	Kukkonen et al., 1998 *Xing, 2008 **Majorowicz and Wybraniec, 2011
4	Onega	-14,5	5,5	50*	17,5	-12	Демежко и др., 2013; Demezhko et al., 2013 *Majorowicz and Wybraniec, 2011
5	Outokumpu	-4	5	42	22	-17	Kukkonen et al., 2011
6	Olkiluoto	+2	5,5*	40	21,5	-16	Kukkonen et al., 2015 *Luterbacher et al., 2004
7	Gravberg-1 (Siljan)	-3	6*	55**	23	-17	Forsström, 2005 *Xing, 2008 **Majorowicz and Wybraniec, 2011
8	Ullrigg	1,4	5,6*	51**	22	-16,4	Температурные оценки получены в настоящей работе *Xing, 2008 **Maystrenko et al., 2015
9	Udrin	-9	7,8	38	15	-8	Rath and Mottaghy, 2007

температурный режим при отсутствии ледникового щита (табл. 2). На рис. 4 эти «нормальные» модельные температуры сопоставляются с реконструированными.

Оценки, полученные в районах, находящихся вне ледникового щита (Kol, Krl, Onega, Udrin), хорошо согласуются с моделью (2). Оценки по скважинам SG-3, Outokumpu, Gravberg, Olkiluoto, Ullrigg, напротив, образуют компактную группу $T_{LGM} >> T^m_{LGM}$, отражающую утепляющее действие ледника. В отличие от Лаврентийского щита здесь не наблюдается сколь-нибудь значимых корреляций LGM температур земной поверхности с высотой ледника, а также – с величиной геотермического теплового потока (табл. 3).

Распределение аномальных тепловых потоков

Помимо температуры земной поверхности и ее колебаний в ледниковом цикле, важной характеристикой теплового режи-

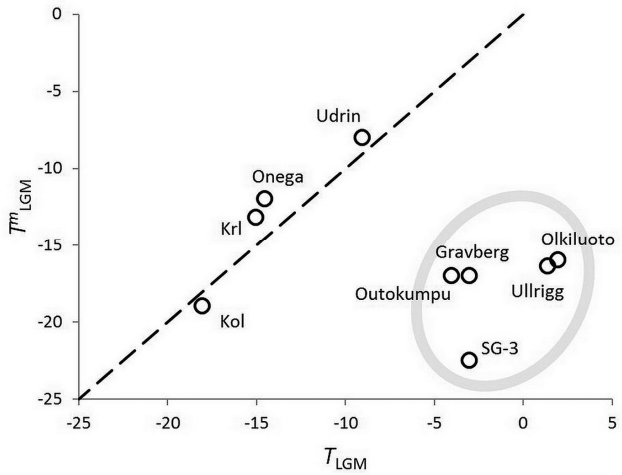

Рис. 4. Сопоставление реконструированных LGM температур земной поверхности T_{LGM} с модельными «нормальными» температурами T^m_{LGM}, характеризующими температурный режим при отсутствии ледникового щита. Пунктирная линия соответствует соотношению $T_{LGM} = T^m_{LGM}$

Таблица 3. Коэффициенты линейной корреляции LGM температур земной поверхности T_{LGM} с геотермическим тепловым потоком q и высотой ледника h

Район		q	h	
			«минимальная» модель	«максимальная» модель
T_{LGM}	За пределами ледникового щита	0,14	-	Недостаточно данных
	В пределах ледникового щита	0,20	0,09	0,23

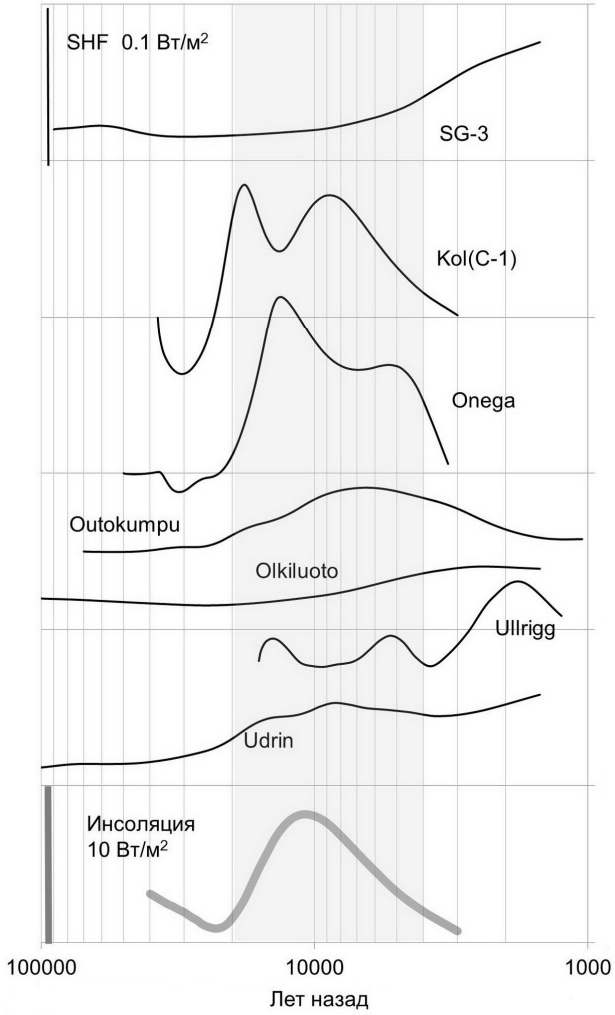

Рис. 5. Истории изменения аномального теплового потока через земную поверхность SHF (тонкие сплошные линии) и изменения инсоляции на широте 60° с.ш. (толстая серая линия – Berge and Loutre, 1991).
При реконструкции теплового потока значение тепловой активности пород везде принималась равным $E = 2{,}5 \cdot 10^3$ Дж·м$^{-2}$·К$^{-1}$·с$^{-1/2}$). Инсоляционная кривая была предварительно сглажена по методике (Demezhko and Gornostaeva, 2015b; Горностаева, Антипин, 2017) для согласования с временным разрешением геотермических реконструкций

ма является изменение аномального климатически обусловленного теплового потока через земную поверхность (SHF – surface heat flux – Demezhko et al., 2013; Демежко, Горностаева, 2014а, б; Демежко и др., 2015; Demezhko, Gornostaeva, 2015a)[1]. Будучи энергетическим выражением изменений климата, этот тепловой поток (в отличие от температуры) может быть непосредственно сопоставлен с другими энергетическими характеристиками, например с инсоляцией, для выявления причин климатических изменений. Для оценки изменений аномального теплового потока был разработан алгоритм трансформации температурной истории в тепловую (Горностаева, 2014; Demezhko, Gornostaeva, 2015a). На рис. 5 приведены истории изменения аномального теплового потока, трансформированные из приведенных выше температурных историй. Тепловые истории внеледниковой зоны (Kol, Onega, Udrin) демонстрируют положительную аномалию потока 20–5 тыс. л. н., коррелирующую с аномалией среднегодовой инсоляции на широте 60° с.ш., связанной с изменениями параметров земной орбиты (Berge and Loutre, 1991). Для скважин Kol и Onega аномалии потока выражены более

[1] Не следует путать аномальный тепловой поток через земную поверхность (surface heat flux) с глубинным (геотермическим) тепловым потоком (heat flow). Последний рассматривается как стационарный, связан с внутренними источниками тепла, его положительное направление – вверх. Аномальный поток – это нестационарная компонента полного потока на поверхности, связанная с вариациями приходящих и уходящих потоков тепла, положительное направление этого потока – вниз.

ярко, чем для скважины Udrin, хотя и осложнены локальными минимумами. Согласованность между изменениями инсоляции и аномального теплового потока характерна для регионов, далеких от плейстоценовых оледенений, например для Среднего Урала (Demezhko, Gornostaeva, 2015a, b), но наблюдалась нами и на территории Лаврентийского ледникового щита (Demezhko et al., 2018). Соотношение аномального теплового потока через земную поверхность и изменений инсоляции в (Demezhko, Gornostaeva, 2015a, b) было предложено рассматривать как показатель климатической чувствительности Земли. Он определяет, какая часть дополнительной энергии, поступившей на верхнюю границу атмосферы вследствие изменений орбиты Земли, в конечном итоге была израсходована на изменение температуры земной поверхности.

Для скважины Kol климатическая чувствительность составила 1,2%, для Onega – 1,5%. Значительно ниже значение климатической чувствительности для Udrin – 0,6%. Вероятно, здесь бóльшая часть тепла от увеличения инсоляции была потрачена на таяние льда, содержащегося в высокопористых мерзлых породах осадочной толщи. Скрытые потоки тепла, расходуемые на фазовые переходы, естественно, не реконструируются преобразованием температурной истории в тепловую.

В пределах ледникового щита лишь одна реконструкция потока (по скважине Outokumpu) отразила вариации, сходные с инсоляционными. Климатическая чувствительность для этого района составила 0,6%. Для сравнения, на Среднем Урале климатическая чувствительность была оценена в 1,3–1,5% (Demezhko, Gornostaeva, 2015a,b), в канадской провинции Альберта (под ледниковым щитом) – около 1% (Demezhko et al., 2018).

Таким образом, в районах, не занятых ледниковыми щитами, изменения аномального теплового потока через земную поверхность, а следовательно, и изменения температуры поверхности, определяются вариациями инсоляции. Присутствие ледникового щита либо уменьшает солнечное влияние, либо полностью его устраняет.

Обсуждение

Пространственное распределение LGM температур в основании Скандинавского ледникового щита в целом согласуется с современной зональностью температур земной поверхности в Гренландии. Немногие пробуренные здесь скважины (рис. 6) выявили мерзлое основание в центральной части ледника, вблизи ледораздела (Camp Century, DYE-3, GISP2, GRIP, NEEM). Исключение составляет скважина NorthGRIP, которая хотя и не дошла 200 м до основания ледника на глубине 3080 м (Dahl-Jensen et al., 2003), но позволила оценить его температуру (-2,4 °C) путем экстраполяции. Эта температура примерно соответствует температуре плавления для ледника такой мощности. Детальное распределение мерзлых и талых зон в основании ледника было недавно реконструировано группой авторов (MacGregor et al., 2016) на основе данных дистанционного зондирования спектрорадиометром MODIS, данных о современных движениях и с помощью математического моделирования (см. рис. 6). Сравнительно узкая полоса мерзлых пород в основании ледника протянулась с севера на юг. Обширные талые зоны располагаются в периферийных частях – к востоку и западу от мерзлой полосы. За пределами ледникового щита, особенно в северной части Гренландии, среднегодовые температуры земной поверхности (согласно метеоданным – Schomacker et al., 2017; Xing, 2008) значительно ниже нуля: -6 °C в Pituffik; -8,4 °C в Danmarkshavn; -12,1 °C в Bliss Bugt.

Наличие талых зон в основании ледника нередко рассматривается как признак его интенсивного таяния и скорого распада (Leeson et al., 2015; Rogozhina et al., 2016). Существуют различные представления о причинах возникновения талых зон. Традиционно температуру в основании связывают с величиной геотермического теплового потока, идущего из недр Земли (Pickler et al., 2016; MacGregor et al., 2016; Rogozhina et al., 2016). Безусловно, глубин-

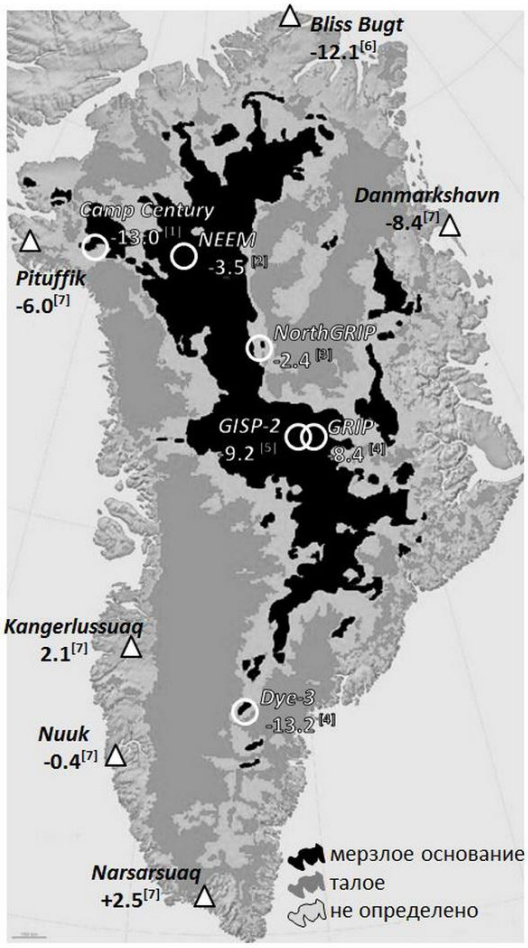

Рис. 6. Распределение среднегодовых температур земной поверхности в Гренландии. Оттенками серого отмечены участки с талым, мерзлым и неопределенным состоянием по данным моделирования (MacGregor et al., 2016). Кружками обозначены скважины, пробуренные в ледниковом щите, числом около скважины – температура ледникового основания и ссылка на источник данных (в квадратных скобках: 1 – Weertman, 1968; 2 – MacGregor et al., 2016; 3 – Dahl-Jensen et al., 2003; 4 – Dahl-Jensen et al., 1998; 5 – Cuffey et al., 1995). Треугольники – метеостанции, расположенные за пределами ледникового щита, числа под ними – среднегодовая температура земной поверхности и ссылка на источник данных (в квадратных скобках: 6 – Schomacker et al., 2017; 7 – Xing, 2008)

ный тепловой поток играет роль в формировании теплового режима ледника, однако не решающую. Результаты моделирования (Demezhko et al., 2007; Демежко и др., 2007) показали, что температура на подошве ледника зависит от баланса воздействий теплового потока, вертикальной адвекции и высоты ледника. При значительных высоте и скорости адвекции низкие температуры с верхней границы ледника транслируются к его основанию. Конвективный теплоперенос как более эффективный механизм превалирует над кондуктивным потоком тепла из недр и, в результате, ложе ледника охлаждается. О справедливости такой точки зрения свидетельствует концентрация мерзлых зон вблизи ледораздела Гренландского щита, там, где его высота и вертикальная компонента скорости движения льда максимальны. А, кроме того, – отсутствие положительной корреляции между реконструированными температурами и глубинным тепловым потоком в основаниях Лаврентийского (Демежко, 2016) и Скандинавского (см. выше) ледниковых щитов.

А. Лисон с соавторами (Leeson et al., 2015) связывает образование талых зон с так называемыми наледными озерами. Формирующиеся в теплое полугодие на поверхности ледника, эти озера эффективно поглощают солнечную энергию, а затем проникают к основанию ледника, увеличивая интенсивность его таяния и горизонтальных движений. Однако этими процессами даже сейчас, в период глобального потепления, охвачена лишь узкая 100-км полоса вдоль края ледника, представляющая лишь малую часть его талой зоны.

Сходство пространственной организации талых и мерзлых зон в основании Гренландского ледникового щита и ледниковых щитов позднего плейстоцена (Лаврентийского и Скандинавского) позволяет считать их близкими аналогами. А поскольку теплое основание позднеплейсто-

ценовых ледниковых щитов согласно реконструкциям сохранялось несколько десятков тысяч лет, то нет причин предполагать, что Гренландский щит сейчас находится в неустойчивом состоянии.

Заключение

1. Геотермические оценки температур земной поверхности в период максимума последнего оледенения (LGM) в Северной Европе демонстрируют высокую изменчивость: от -18 до +2 °С. Экстремально низкие температуры земной поверхности (от -9 до -18 °С) на восточной и южной периферия Скандинавского ледника (восточная часть Кольского полуострова, южная Карелия, Северная Польша) указывают на отсутствие здесь оледенения в период LGM. Таким образом, геотермические данные поддерживают гипотезу «минимального» распространения Скандинавского щита в поздней висле (Siegert et al., 2001). В границах минимальной модели температуры в основании щита значительно выше (от -4 до +2 °С) и близки к точке плавления льда (с учетом давления ледника 2–3 км мощности). При этом заведомо талые зоны приурочены к южной периферии ледникового щита. Ледниковое основание в центральных частях, расположенных вблизи ледоразделов, находилось преимущественно в мерзлом состоянии.

2. В пределах распространения Скандинавского щита не было обнаружено сколь-нибудь значимых корреляций LGM температур земной поверхности с высотой ледника, а также – с величиной геотермического теплового потока.

3. Пространственное распределение LGM температур в основании Скандинавского и Лаврентийского (см. Демежко, 2016) ледниковых щитов, в целом, согласуются с современной зональностью температур земной поверхности в Гренландии, что позволяет считать эти ледники близкими аналогами. Поскольку талые зоны в основании позднеплейстоценовых ледниковых щитов сохранялись в течение десятков тысяч лет, то нет причин утверждать, что подобные зоны в основании современного Гренландского щита являются признаком его неустойчивого состояния или даже деградации.

4. Изменения аномального климатически обусловленного теплового потока через земную поверхность за пределами ледникового щита происходят согласованно с вариациями инсоляции Земли. Напротив, в пределах оледенения изменения потока и инсоляции, в основном, независимы. Исключение составляют данные по центральной Финляндии (скважина Outokumpu), где солнечное влияние, возможно, реализуется через изменения термомеханических свойств ледника. Подобная согласованность изменений потока и инсоляции отмечалась нами и на территории Лаврентийского ледникового щита (скважина Hunt well – Demezhko et al., 2018). Однако ее механизм требует дальнейшего изучения.

Исследование проведено при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ – грант № 16-05-00086).

Литература

Большиянов Д.Ю. Скандинавский ледниковый щит – новые данные и предложения // Известия Русского географического общества. 2015. Т. 147. № 6. С. 1–13.

Глазнев В.Н., Кукконен И.Т., Раевский А.Б., Ёкинен Я. Новые данные о тепловом потоке центральной части Кольского полуострова // Доклады Академии наук. 2004. Т. 396. № 1. С. 102–104.

Горностаева А.А. Алгоритм расчета теплового потока через земную поверхность по данным об изменениях температуры поверхности // Уральский геофизический вестник. 2014. № 1. С. 37–45.

Горностаева А.А., Антипин А.Н. Орбитальная корректировка геотермических реконструкций палеоклимата // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2017. № 3. С. 58–64.

Гросвальд М.Г. Оледенение Русского Севера и Северо-Востока в эпоху последнего великого похолодания. М.: Наука, 2009. 152 с.

Демежко Д.Ю. Геотермический метод реконструкции палеоклимата (на примере

Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 144 с.

Демежко Д.Ю., Рывкин Д.Г., Уткин В.И., Дучков А.Д., Балобаев В.Т. Пространственные закономерности плейстоцен/голоценового потепления в Северной Евразии // Уральский геофизический вестник. 2007. № 1(10). С. 6–26.

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.

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., Майорович Я., Шафанда Я. Новый подход к палеоклиматической интерпретации данных термометрии 2.3-км скважины Hunt Well (провинция Альберта, Канада) // Уральский геофизический вестник. 2015. № 2(26). С. 29–40.

Демежко Д.Ю. Геотермические оценки теплового режима в основаниях позднеплейстоценовых ледниковых щитов. Ч.I. Лаврентийский щит // Уральский геофизический вестник. 2016. № 2. С. 22–32.

Марков Д.С. Геоинформационный анализ ареала распространения ребристых морен в Ивановской области // Вестник Удмуртского университета. Серия «Биология. Науки о Земле». 2011. № 2. С. 116–121.

Чувардинский В.Г. Четвертичный период. Новая геологическая концепция. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 2012. 302 с.

Aschwanden A. Thermodynamics of Glaciers. University of Alaska Fairbanks, USA, 2014. (https://glaciers.gi.alaska.edu/sites/default/files/Notes_thermodynamics_Aschwanden2014.pdf).

Balling N., Lind G., Landström O., Eriksson K.G., and Malmqvist D. Thermal measurements from the deep Gravberg-1 well / R. D&D Rep., U/G. 1990/57. 13 pp.

Berger A., and Loutre M.F. Insolation values for the climate of the last 10 million of years // Quaternary Sciences Review. 1991. V. 10. No. 4. P. 297–317. Data from from http://gcmd.nasa.gov/records/GCMD_EARTH_LAND_NGDC_PALEOCLIM_INSOL.html.

Chouinard C., and 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.

Cuffey K.M., Clow G.D., Alley R.B., Stuiver M., Waddington E.D., and Saltus R.W. Large arctic temperature change at the Wisconsin-Holocene glacial transition // Science. 1995. V. 270(5235). P. 455–458.

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 (5387). P. 268–271.

Dahl-Jensen D., Gundestrup N., Gogineni S.P., and Miller H. Basal melt at NorthGRIP modeled from borehole, ice-core and radio-echo sounder observations // Annals of Glaciology. 2003. V. 37. P. 207–212.

Demezhko D.Yu., and 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. No. 3–4. P. 219–230.

Demezhko D.Yu., Ryvkin 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 // Climate of the Past. 2007. V. 3. P. 559–568.

Demezhko D.Y., 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 bore-

hole temperature data // Bulletin of Geography. Physical Geography Series. 2013. V. 6. No. 1. P. 7–25.

Demezhko D.Y., and Gornostaeva A.A. Late Pleistocene-Holocene ground surface heat flux changes reconstructed from borehole temperature data (the Urals, Russia) // Climate of the Past. 2015a. V. 11 (4). P. 647–652.

Demezhko D.Yu., and Gornostaeva A.A. Reconstructing Ground Surface Heat Flux Variationsfor the Urals on the Basis of Geothermal and Meteorological Data // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2015b. V. 51. No. 7. P. 723–736.

Demezhko D., Gornostaeva A., Majorowicz J., and Šafanda J. Temperature and heat flux changes at the base of Laurentide ice sheet inferred from geothermal data (evidence from province of Alberta, Canada) // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch). 2018. V. 107. P. 113–121.

Farquharson C.G., and Oldenburg D.W. A comparison of automatic techniques for estimating the regularization parameter in nonlinear inverse problems // Geophys. J. Int. 2004. V. 156. P. 411–425.

Forsström P.L. Through a glacial cycle: simulation of the Eurasian ice sheet dynamics during the last glaciation // Annales Academiae Scientiarum Fennicae, Geologica-Geographica 168. 2005. 94 pp.

Galushkin Y. Numerical simulation of permafrost evolution as a part of sedimentary basin modeling: permafrost in the Pliocene–Holocene climate history of the Urengoy field in the West Siberian basin // Canadian Journal of Earth Sciences. 1997. V. 34. No. 7. P. 935–948.

Harrison W.D. Temperature measurements in a temperate glacier // J. Glaciol. 1975. V. 14. P. 23–30.

Hughes T. Modeling ice sheets from the bottom up // Quaternary Science Reviews. 2009. V. 28 (19). P. 1831–1849.

Kleman J., and Hättestrand C. Frozen-bed Fennoscandian and Laurentide ice sheets during the Last Glacial Maximum // Nature. 1999. V. 402. No. 6757. P. 63–66.

Kleman J., and Glasser N.F. The subglacial thermal organization (STO) of ice sheets // Quaternary Science Reviews. 2007. V. 26. No. 5–6. P. 585–597.

Kukkonen I.T., and 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. No. 1. P. 101–112.

Kukkonen I.T., Gosnold W.D., and Šafanda J. Anomalously low heat flow density in eastern Karelia, Baltic Shield: a possible paleoclimate signature // Tectonophysics. 1998. V. 291. P. 235–249.

Kukkonen I.T., Rath V., Kivekäs L., Šafanda J., and Čermak V. Geothermal studies of the Outokumpu Deep Drill Hole, Finland: Vertical variation in heat flow and palaeoclimatic implications // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2011. V. 188(1–2). P. 9–25.

Kukkonen I.T., Rath V., and Korpisalo A. Paleoclimatic Inversion of Ground Surface Temperature History from Geothermal Data on the Olkiluoto Drill Hole OL-KR56 / Working Report no. 2015-49, Helsinki, 2015. 64 pp.

Leeson A.A., Shepherd A., Briggs K., Howat I., Fettweis X., Morlighem M., and Rignot E. Supraglacial lakes on the Greenland ice sheet advance inland under warming climate // Nature Climate Change. 2015. V. 5(1). P. 51–55.

Luterbacher J., Dietrich D., Xoplaki E., Grosjean M., and Wanner H. European seasonal and annual temperature variability, trends and extremes since 1500 // Science. 2004. V. 303. P. 1499–1503.

MacGregor J.A., Fahnestock M.A., Catania G.A., Aschwanden A., Clow G.D., Colgan W.T., and Price S.F. A synthesis of the basal thermal state of the Greenland Ice Sheet // Journal of Geophysical Research: Earth Surface. 2016. V. 121(7). P. 1328–1350.

Majorowicz J., and 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. No. 2. P. 307–315.

Majorowicz J., and Wybraniec S. New terrestrial heat flow map of Europe after regional paleoclimatic correction application // International Journal of Earth Sciences. 2011. V. 100.

No. 4. P. 881–887.
Majorowicz J. Permafrost at the ice base of recent Pleistocene glaciations–inferences from borehole temperature profiles // Bulletin of Geography. Physical Geography Series. 2012. V. 5(1). P. 7–28.
Majorowicz J., and 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. 2015. V. 104 (6). P. 1563–1571.
Mareschal J.C., Rolandone F., and 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.
Marshall S.J., and Clark P.U. Basal temperature evolution of North American ice sheets and implications for the 100-kyr cycle // Geophysical Research Letters. 2002. V. 29 (24). P. 1–4.
Maystrenko Y.P., Slagstad T., Elvebakk H.K., Olesen O., Ganerød G.V., and Rønning J.S. New heat flow data from three boreholes near Bergen, Stavanger and Moss, southern Norway // Geothermics. 2015. V. 56. P. 79–92.
Pickler C., Beltrami H., and Mareschal J.C. Laurentide Ice Sheet basal temperatures during the last glacial cycle as inferred from borehole data // Climate of the Past. 2016. V. 2(1). P. 115–127.
Popov Y.A., Pevzner S.L., Pimenov V.P., and Romushkevich R.A. New geothermal data from theKola superdeepwell SG-3 // Tectonophysics. 1999. V. 306. P. 345–366.
Rath V., and Mottaghy D. Smooth inversion for ground surface temperature histories: estimating the optimum regularization parameter by generalized cross-validation // Geophysical Journal International. 2007. V. 171. No. 3. P. 1440–1448.
Rogozhina I., Petrunin A.G., Vaughan A.P., Steinberger B., Johnson J.V., Kaban M.K., and Koulakov I. Melting at the base of the Greenland ice sheet explained by Iceland hotspot history // Nature Geoscience. 2016. V. 9(5). P. 366–369.
Rolandone F., Mareschal J.C., and Jaupart C. Temperatures at the base of the Laurentide Ice Sheet inferred from borehole temperature data // Geophysical Research Letters. 2003. V. 30. No. 18. P. 1–4.
Šafanda J., Szewczyk J., and Majorowicz J. Geothermal evidence of very low glacial temperatures on a rim of the Fennoscandian ice sheet // Geophysical Research Letters. 2004. V. 31. No. 7. L07211. doi: 10.1029/2004GL019547.
Siegert M.J., Dowdeswell J.A., Hald M., and Svendsen J.I. Modelling the Eurasian Ice Sheet through a full (Weichselian) glacial cycle // Global and Planetary Change. 2001. V. 31(1–4). P. 367–385.
Smellie J., Pitkänen P., Koskinen L., Aaltonen I., Eichinger F., Waber N., and Poteri A. Evolution of the Olkiluoto Site: Palaeohydrogeochemical Considerations. Working Report, 2014. 27 pp.
Schomacker A., Larsen N.K., Bjørk A.A., and Kjær K.H. Temperature observations from northernmost Greenland, 2006-2010 // Low Temperature Science. 2017. V. 75. P. 85–90. doi: 10.14943/lowtemsci.75.85.
Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingolfsson O., Jakobsson M., Kjer R.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.P., Lysa A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Moller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegertk, Martin J., Siegert C., Spielhagen R.F., and Stein R. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. 2004. V. 23(11–13). P. 1229–1271.
Toropainen V. Core Drilling of Deep Drillhole OL-KR56 at Olkiluoto in Eurajoki 2011-2012 // Working Report 2012-52. Posiva Oy, 2012. P. 12–33.
Weertman J. Comparison between measured and theoretical temperature profiles of the Camp Century, Greenland, borehole // Journal of Geophysical Research. 1968. V. 73(8). P. 2691–2700.
Xing L.U. Estimations of undisturbed ground temperatures using numerical and analytical modeling. Oklahoma State University, 2008. 393 pp.