

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
НАУКИ ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ ИМ. Ю.П. БУЛАШЕВИЧА УРО РАН

На правах рукописи



Горностаева Анастасия Александровна

РЕКОНСТРУКЦИЯ КЛИМАТИЧЕСКИ ОБУСЛОВЛЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ
ТЕПЛОВОГО ПОТОКА ЧЕРЕЗ ЗЕМНУЮ ПОВЕРХНОСТЬ ПО
ГЕОТЕРМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Специальность 25.00.10 – «Геофизика, геофизические методы поисков
полезных ископаемых»

Диссертация на соискание ученой степени кандидата физико-математических
наук

Научный руководитель: доктор
геолого-минералогических наук
Демежко Дмитрий Юрьевич

Екатеринбург
2017

ОГЛАВЛЕНИЕ

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ	4
ВВЕДЕНИЕ	6
ГЛАВА 1. ФОРМИРОВАНИЕ ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМОЙ КОРЫ	22
1.1 Внутренние источники тепла	22
1.2 Тепловой баланс земной поверхности	24
1.3 Изменения климата	27
1.4 Влияние факторов неклиматической природы	29
ГЛАВА 2. РЕКОНСТРУКЦИЯ ТЕМПЕРАТУРНОЙ И ТЕПЛОВОЙ ИСТОРИИ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПО ГЕОТЕРМИЧЕСКИМ ДАННЫМ	33
2.1 Принципы инверсии геотермограмм	33
2.2 Методы оценки температурной истории земной поверхности	34
2.3 Специфика применения геотермического метода	39
2.4 Реконструкция теплового потока через земную поверхность	39
ГЛАВА 3. АЛГОРИТМЫ ВЗАИМНОЙ ТРАНСФОРМАЦИИ РЯДОВ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И ТЕПЛОВОГО ПОТОКА ЧЕРЕЗ ЗЕМНУЮ ПОВЕРХНОСТЬ	41
3.1 Оценка вариаций теплового потока через земную поверхность по данным об изменениях температуры поверхности	41
3.2 Анализ погрешностей реконструкции теплового потока при использовании различных моделей аппроксимации температурной истории	50
3.3 Экспериментальная проверка алгоритма GST–SHF трансформации	52
3.4 Трансформация изменений теплового потока через земную поверхность в температурную историю	59

ГЛАВА 4. МЕТОДИКА ОРБИТАЛЬНОЙ КОРРЕКТИРОВКИ ВРЕМЕННЫХ ШКАЛ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ПАЛЕОКЛИМАТА	62
ГЛАВА 5. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА ЧЕРЕЗ ЗЕМНУЮ ПОВЕРХНОСТЬ И ИХ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ.....	68
5.1. Урал	69
5.2. Карелия.....	87
5.3 Канада.....	93
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	106
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	108

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

- FSI – инверсия в функциональном пространстве
- GST – температура земной поверхности
- SAT – температура приземного воздуха
- SHF – q – тепловой поток через земную поверхность
- SVD – метод разложения по единичным значениям
- TSI – плотность потока солнечного излучения
- a – температуропроводность
- a_{eff} – эффективная температуропроводность
- c – объемная теплоемкость
- ε – интенсивность источников тепла
- φ – фаза
- λ – теплопроводность
- Θ – температурная аномалия
- ρ – плотность
- τ – период колебаний
- t – время
- t^* – дата каротажа
- z – глубина
- A – альбедо поверхности
- B – радиационный баланс земной поверхности
- D – амплитуда изменения температуры
- E – тепловая активность
- H – конвективный теплообмен земной поверхности с атмосферой
- I – инсоляция
- P – кондуктивный теплообмен земной поверхности с атмосферой
- Pe – число Пекле
- R – суммарная радиация

R_B – встречное излучение атмосферы

R_E – эффективное излучение

R_N – поток прямой солнечной радиации

R_S – собственное излучение Земли

S – рассеянное солнечное излучение

T – температура

Q – геотермический тепловой поток

V – скорость течения подземных вод

л.н. – лет назад

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования

Изучение палеоклимата Земли является весьма актуальной задачей современных климатических исследований. Вариации климата, происходившие в далеком прошлом, являются «нормой», характеризующей естественную изменчивость климата Земли, то есть поведение климатической системы в отсутствии человеческого фактора. Знание этой «нормы» чрезвычайно важно для определения соотношения естественных и антропогенных факторов в современном глобальном потеплении и для прогноза будущих климатических изменений.

При реконструкции палеоклимата чаще всего анализируется изменение температуры приземного воздуха или земной поверхности в глобальном или региональном масштабах. Однако в некоторых случаях температура не является достаточно информативным параметром. Например, при оценке климатической реакции на изменение внешнего радиационного воздействия, поскольку температурный отклик всегда происходит с задержкой.

Существует другая климатическая характеристика – дополнительный тепловой поток через земную поверхность, индуцированный внешней радиацией (*SHF* – *surface heat flux*). Этот тепловой поток определяет изменение теплосодержания океанов и литосфера, а они, в свою очередь, – долговременные климатические изменения. Поскольку тепловой поток, в отличие от температуры, является энергетической характеристикой климата (измеряемой в $\text{Вт}/\text{м}^2$), его можно напрямую сопоставлять с радиационными факторами – инсоляцией, солнечной радиацией, парниковым эффектом, также выражаемыми в $\text{Вт}/\text{м}^2$.

Климатически обусловленный тепловой поток является разностью больших значений основных элементов теплового баланса земной поверхности (приходящей прямой радиации и уходящих явных и скрытых потоков тепла). По этой причине даже его современные значения оцениваются с большими погрешностями, не говоря уже об оценках теплового баланса в прошлом.

Уникальную возможность оценить вариации теплового потока через земную поверхность, происходившие в далеком прошлом, дает геотермический метод

реконструкции палеоклимата, основанный на анализе данных скважинной термометрии. До недавнего времени этот метод использовался исключительно для реконструкции температурных историй земной поверхности (Cermak, 1971; Lachenbruch, Marshall, 1986; Beltrami, Mareschal, 1992; Harris, Chapman, 1995; Bodri, Cermak, 1995; Dahl-Jensen et al., 1998; Pollack, Huang, 2000). На возможность реконструкции вариаций теплового потока через земную поверхность обратили внимание сравнительно недавно (Beltrami et al., 2000; Beltrami, 2002; Huang, 2006a). Однако информационный потенциал геотермического метода применительно к данной климатической характеристике в полной мере до сих пор не раскрыт. Настоящая работа представляет собой попытку развития этого направления исследований за счет создания комплексного подхода к получению и интерпретации реконструкций теплового потока через земную поверхность по геотермическим данным.

Разработанность темы исследований

Геотермический метод реконструкции палеоклимата изначально выделился как одно из направлений геотермии. Впервые идеи о том, что климатические изменения, происходящие на земной поверхности, возмущают стационарное тепловое состояние геологического разреза, и что эти климатические вариации могут быть восстановлены по температурным измерениям в скважинах, были высказаны в работе (Lane, 1923). Однако эти идеи не сразу были приняты не только среди палеоклиматологов, но и среди самих геотермиков. Основным направлением геотермических исследований до середины 1980-х гг. было измерение глубинного теплового потока Земли. В рамках этой задачи наблюдаемые на многих термограммах палеоклиматические аномалии рассматривались геофизиками как неизбежные помехи, которые необходимо было учитывать при определении глубинного теплового потока. Тем не менее, некоторые исследователи все же предпринимали первые попытки реконструировать прошлые изменения температуры земной поверхности по скважинным термограммам (Hotchkiss and Ingersoll, 1934; Birch, 1948). Более предметный палеоклиматический анализ

геотермических данных начался в конце 1960-х гг. В первых работах был получен ряд температурных историй земной поверхности в Канаде (Beck, Judge, 1969; Beck, 1982; Cermak, 1971) и во Франции (Vasseur et al., 1983).

После того, как было накоплено значительное число термограмм в Северном полушарии, стало очевидно, что почти все они в верхней своей части имеют положительную аномалию, которую исследователи объяснили глобальным потеплением XX века. В работе (Lachenbruch, Marshall, 1986) стала отправной точкой для развития палеоклиматического анализа геотермических данных как отдельного направления исследований. В статье впервые были изложены методические основы анализа скважинных термограмм, определены основные факторы, связывающие поверхностные температуры и климат в целом, а также выявлены источники неклиматических искажений.

Развитие геотермического метода реконструкции палеоклимата происходило одновременно по нескольким основным направлениям. Одним из таких направлений стали разработка и совершенствование методов инверсии скважинных термограмм в температурные вариации прошлого. Этой проблеме посвящен ряд работ (Lachenbruch, Marshall, 1986; Shen, Beck, 1991; Mareschal, Beltrami, 1992; Wang, 1992; Bodri, Cermak, 1995; 1997; Shen et al., 1996; Dahl-Jensen et al., 1998; Дмитриев и др., 1999; Демежко, 2001; Rath et al., 2002). Стремление исследователей к получению все более и более детальных температурных историй и учету наибольшего количества информации при реконструкции (как то – данные о геологическом строении, теплофизических свойствах разреза, теплогенерации и погрешностях, с которыми они определены) привело к усложнению инверсионных алгоритмов. При усложнении процесса инверсии происходило увеличение числа априорных параметров, значения которых иногда трудно оценить объективно, но от которых сильно зависит результат реконструкции. Кроме того, при сравнительном анализе большого числа реконструкций требуется единообразие используемых при инверсии параметров, которое невозможно обеспечить, применяя сложные алгоритмы инверсии, когда для каждой скважины априорные параметры различны. Эти обстоятельства в какой-то мере реабилитировали

возвращение к более простым методам инверсии (напр., Lachenbruch, Marshall, 1986; Harris, Chapman, 1997; 1998; Majorowicz et al., 2010). В настоящее время выбор метода инверсии осуществляется каждым исследователем в соответствии с решаемой задачей.

Другое направление в развитии геотермического метода – региональные реконструкции температурных историй и их глобальные обобщения. Первоначально важным источником исходных данных была всемирная база данных температурных профилей, измеренных с целью исследования глубинных тепловых потоков. С 1990-х годов множество термограмм стали измеряться непосредственно для реконструкции палеоклимата. В течение нескольких десятилетий было получено большое число палеотемпературных реконструкций в различных регионах мира: в Северной и Южной Америке (Beltrami, Mareschal, 1992; Wang, Lewis, 1992; Harris, Chapman, 1995; Huang et al., 2000; Pollack, Huang, 2000; Majorowicz, Safanda, 2001; Beltrami et al., 2003; Hamza et al., 2007), Западной и Восточной Европе (Safanda, Kubik, 1992; Bodri, Cermak, 1995; Safanda et al., 1997; Rajver et al., 1998; Kohl, 1998; Kukkonen et al., 1998; Serban et al., 2001), Австралии (Cull, 1979; 1980; Appleyard, 2005; Pollack et al., 2006), Африке, Японии (Goto et al., 2002). В России палеоклиматическое приложение геотермии начало развиваться с середины 1990-х годов. Наибольшее число температурных профилей и реконструированных на их основе температурных историй земной поверхности было получено в Урало-Сибирском регионе (Хачай и др., 1996; Stulc et al., 1997; Сухорукова, Дучков, 1998; Дучков, Соколова, 1998; Дучков и др., 2000; Голованова и др., 2000; Демежко, 2001; Демежко, Голованова, 2002; Pollack et al., 2003; Голованова, 2005; Демежко и др., 2005; Demezhko, Golovanova, 2007).

По мере накопления региональных палеоклиматических реконструкций появлялись попытки их глобального обобщения для оценки общих закономерностей изменения палеоклимата и сравнения прошлых вариаций с тенденциями современного глобального потепления (Lewis, 1992; Pollack et al., 1998; Huang et al., 2000; Majorowicz et al., 2002; Bodri, Cermak, 2007). Активно обсуждались способы осреднения региональных реконструкций (Mann et al., 2003;

Beltrami, Bourlon, 2004; Pollack, Smerdon, 2004). Одной из самых значимых работ в этом направлении стала база данных имеющихся в мире скважинных температурных профилей и реконструированных на их основе температурных историй земной поверхности (Huang, Pollack, 1998). Эта база данных была размещена в открытом доступе, и, таким образом, стала важным источником информации для исследователей во всем мире (Сайт Национального центра климатических данных США (NCDC): <http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/borehole/core.html>).

Полученное множество реконструкций температурной истории земной поверхности и их глобальные обобщения позволили надежно выделить несколько климатических событий, имевших место в климатической истории Земли. Самым масштабным из них является климатический сдвиг на границе плейстоцена и голоцена (13–8 тыс. лет назад), когда последний ледниковый период сменился современным межледниковьем. Амплитуды плейстоцен/голоценового потепления имеют значительные региональные различия и варьируются от 8–13 К на широтах 60–65° с.ш. до 18–23 К – в Карелии и Гренландии (Демежко и др., 2013; Dahl-Jensen et al., 1998; Demezhko, Schcapov, 2001; Голованова и др., 2000). Было показано, что в пространственном распределении амплитуд имеется ряд закономерностей (Demezhko et al., 2007). Изолинии амплитуд потепления указывают на существование линейного источника потепления, положение которого совпадает с конфигурацией теплых течений Северной Атлантики.

Кроме глобального ледниково-межледникового сдвига надежно реконструируются средневековый теплый период с амплитудой около +0.5 К и максимумом между 1000–1300 гг., малый ледниковый период (1600–1800 гг.), когда средняя температура поверхности опустилась на 1.5 К ниже современной, и современное потепление.

По мере накопления региональных палеотемпературных реконструкций стало очевидно, что некоторые из них существенно отличались от других температурных историй, полученных в тех же районах. Наблюдаемые на этих термограммах температурные аномалии сформировались не столько как отклик на

климатические изменения на поверхности, сколько как результат влияния различных факторов неклиматической природы. В числе процессов, воздействие которых на температурное поле разреза было подробно изучено, – распашка земель и обезлесение территорий (Ferguson, Beltrami, 2006; Bense, Beltrami, 2007), появление городских островов тепла, искусственных и естественных водоемов (Balobaev et al., 2008), гидрологические явления (Taniguchi et al., 1999; Демежко, 2001; Ferguson et al., 2006; Демежко и др., 2006). Позднее, однако, в ряде работ (Majorowicz, 2010; Gornostaeva, Demezhko, 2013; Горностаева, Демежко, 2013) было пока зано, что региональные различия температурных историй могут быть связаны не только с присутствием неклиматических факторов, но и с реальными пространственными неоднородностями изменения климата. Таким образом, безусловную важность приобретает правильность палеоклиматической интерпретации получаемых температурных историй.

Геотермический метод не сразу был признан традиционными палеоклиматологами. Пожалуй, главным аргументом противников геотермического метода было следующее положение: данные скважинной термометрии позволяют оценить происходившие изменения температуры земной поверхности (GST – ground surface temperature), а не общепринятые температуры приземного воздуха (SAT – surface air temperature).

Однако связь между GST и SAT не столь однозначна, в особенности при рассмотрении короткопериодных (сезонных, годовых, десятилетних) колебаний (Mann, Schmidt, 2003; Mann et al., 2003). Эта связь в зимний период осложнена наличием снежного покрова, оказывающим изолирующий эффект и отражающим приходящую к поверхности радиацию, а в летнее время – процессами конденсации и испарения дождевой влаги с поверхности. Дополнительными факторами увеличения разницы между GST и SAT может быть изменение характера подстилающей поверхности, биологические процессы. Множество работ посвящено исследованиям соотношения между GST и SAT на различных временных интервалах (Gosnold et al., 1997; Schmidt et al., 2001; Beltrami, Kellman, 2003; Smerdon et al., 2004; 2006; Pollack et al., 2005). Исследования соотношения

GST и SAT проводились путем численного моделирования короткопериодных и долговременных процессов на границе взаимодействия почвы и воздуха и в приповерхностном слое грунта, а также с помощью непосредственных наблюдений соотношения температуры земной поверхности и приземного воздуха при различных метеоусловиях в суточном и годовом циклах. Результаты температурного мониторинга показали неприемлемость апелляции к сезонным различиям GST и SAT в критике геотермического метода, поскольку при распространении температурных вариаций с поверхности высокочастотные сезонные компоненты отфильтровываются, оставляя в слое горных пород лишь долговременные тренды, а с увеличением временного масштаба связь между GST и SAT становится все более тесной (Chapman et al., 2004). Модельные расчеты также подтвердили почти полную идентичность вековых и более длительных изменений GST и SAT (Gonzalez-Rouco et al., 2003; 2006). Таким образом, на длинных временных шкалах связь между GST и SAT весьма надежна и постоянна.

Кроме рассмотренной выше особенности скважинных реконструкций непривычным в традиционной палеоклиматологии является отсутствие вещества – носителя информации. Сведения о прошлых температурных изменениях записаны температурными возмущениями современного теплового поля земной коры. Такая форма записи не требует установления корреляции между измеряемым и реконструируемым параметрами, необходимого при анализе традиционных палеоклиматических свидетельств (дендрологических, палинологических, ледниковых). Поэтому перспективным направлением является калибровка косвенных рядов по геотермическим (Булашевич Юрий Петрович - ..., 2014). Такой подход был применен, в частности, при калибровке изотопно-кислородных палеотермометров в Гренландии (Beltrami, Taylor, 1995) и Антарктике (Salamatin, 2000). Исследования показали, что откалиброванные по геотермическим данным изотопные палеотемпературы в 2 раза выше, чем температуры, получаемые при традиционном сравнении изотопных записей с современными метеоданными.

Другой отличительный признак геотермических реконструкций – их низкое временное разрешение, которое позволяет судить о долговременных, а,

следовательно, глобальных изменениях климата. В сравнении с этим, многие косвенные источники высокого разрешения содержат не зависящие от климатических изменений тренды (оседание илов, растекание ледника, биологическое старение дерева). Учет этих трендов ведет к потере низкочастотного климатического сигнала (Изменчивость климата..., 1995).

В настоящее время геотермический метод постепенно интегрируется в традиционную палеоклиматологию. Появляются попытки синтезировать скважинные реконструкции с температурными историями, полученными по косвенным свидетельствам (Huang, 2006b; Демежко, Соломина, 2009). Кроме того, геотермические данные используются для верификации реконструкций, объединяющих разные косвенные источники палеоклиматической информации (т.н. multiproxy реконструкции). В статье (Briffa, Osborn, 2002) авторы, оценивая новую методику обработки дендроклиматических реконструкций (Esper et al., 2002), в качестве свидетельства достоверности оценки амплитуд длиннопериодных колебаний апеллируют к геотермическим реконструкциям, полученным для Северного полушария (Huang et al., 2000). Hegerl et al. (2007) также привлекают скважинные реконструкции (Pollack, Huang, 2000; Pollack, Smerdon, 2004) и температурные профили (Harris, Chapman, 2001) для тестирования методики калибровки multiproxy реконструкций, позволяющей сохранять низкочастотный компонент климатического сигнала.

В начале 21 века стало формироваться новое направление (точнее, ответвление), в палеоклиматическом анализе геотермических данных, связанное с оценками элементов теплового баланса земной поверхности. Более конкретно – вариаций климатически обусловленного теплового потока через земную поверхность. Этот параметр обычно определялся путем прямых измерений элементов теплового баланса Земли, однако такой способ сложен (Geiger, 1965; Karl et al., 1989). В этой связи появлялись попытки создания различных методик расчета теплового потока. Ряд исследователей обратили внимание на возможность привлечения геотермических данных для реконструкции изменений теплового потока через земную поверхность (Wang, Bras, 1998; 1999; Beltrami et al., 2000;

Beltrami, 2001). В этих же работах была обозначена важность реконструкций теплового потока в контексте изучения энергетики климатических процессов и факторов, определяющих естественную и антропогенную составляющие климатической изменчивости.

Несмотря на актуальность рассматриваемой задачи, до настоящего времени получено очень мало реконструкций теплового потока и оценок теплосодержания верхней части литосферы, самые длительные из которых охватывают периоды от нескольких столетий (Северное полушарие) до тысячи лет назад (Восточная Канада). Очевидно, что этими немногочисленными исследованиями информационный потенциал метода далеко не исчерпан. Остается неохваченной значительная часть существующей базы данных термометрии. Не исследованы изменения теплового потока и теплосодержания пород в период глобальной перестройки климатической системы на границе голоцена и плейстоцена – около 10 тыс. лет назад. Не обозначены методы и подходы к палеоклиматической интерпретации реконструированных тепловых потоков и их палеоклиматическая информативность.

Основной целью исследования является создание комплексного подхода к изучению вариаций теплового потока через земную поверхность в прошлом, включая обоснование возможности реконструкции, разработку методики восстановления палеоклиматических вариаций теплового потока по геотермическим данным, получение новых региональных реконструкций историй изменения температуры и потока, а также обоснование основных подходов к их интерпретации.

Задачи исследования:

- Теоретическое обоснование и разработка алгоритма реконструкции климатически обусловленных вариаций теплового потока через земную поверхность по данным об изменении температуры; его апробация на

синтетических примерах, оценка точности реконструкции, сопоставление с существующими подходами.

- Теоретическое обоснование нового подхода к построению временной шкалы геотермических реконструкций на основе совместной реконструкции температурной истории земной поверхности и вариаций теплового потока через поверхность. Разработка геотермической версии метода орбитальной корректировки (*orbital tuning*).
- Разработка основных подходов к палеоклиматической интерпретации получаемых реконструкций теплового потока и их верификации.
- Программная реализация разработанных алгоритмов оценки изменений теплового потока через земную поверхность и корректировки временной шкалы геотермических реконструкций.
- Получение новых геотермических реконструкций температуры и климатически обусловленного теплового потока и их палеоклиматическая интерпретация.

Теоретическая и практическая значимость

Геотермические реконструкции изменений теплового потока через земную поверхность существенно расширяют интерпретационные возможности палеоклиматических исследований и, в конечном итоге, способствуют лучшему пониманию функционирования климатической системы Земли.

Оценки климатически обусловленных изменений теплового потока могут быть полезны при разработке и совершенствовании моделей общей циркуляции атмосферы.

Разработанный алгоритм и программное обеспечение могут быть использованы не только для палеоклиматического анализа геотермических данных, но и при оценке вариаций потока тепла в суточном и годовом цикле по данным инструментальных температурных наблюдений. Непосредственное измерение этих потоков (с помощью тепломеров) весьма трудоемко.

Исследования в этой области важны и для понимания механизмов теплообмена между геосферами.

Методы исследований

В основе метода и алгоритма оценки SHF по имеющемуся температурному ряду лежат аналитические решения уравнения теплопроводности, связывающие тепловой поток и температуру на земной поверхности для простых моделей их изменений. Оценка точности алгоритма реконструкции SHF производилась с помощью синтетических (рассчитанных на основе известных теоретических решений) и экспериментальных данных.

Для оптимальной корректировки временной шкалы палеотемпературных реконструкций использовались статистические методы анализа (построение взаимной корреляционной функции между изменениями теплового потока и внешнего радиационного воздействия).

Программная реализация алгоритма GST-SHF трансформации и орбитальной корректировки геотермических реконструкций палеоклимата осуществлялась средствами объектно-ориентированного программирования.

Интерпретация геотермических реконструкций теплового потока и температуры земной поверхности предполагает привлечение широкого круга палеоклиматических данных (как теоретических – данных об инсоляции, так и экспериментальных – информации о концентрации двуокиси углерода и вулканических сульфатов в атмосфере). Для количественной оценки относительного вклада различных факторов в реконструированный поток применялся множественный линейный регрессионный анализ. Вклад каждого регрессора определялся по соотношениям стандартизованных коэффициентов регрессии (бета-коэффициентов).

На защиту выносятся следующие положения:

1. Вариации климатически обусловленного теплового потока через земную поверхность в прошлом являются важным индикатором климатических

процессов, позволяющим оценивать их энергетику и чувствительность климата Земли к внешним радиационным воздействиям. Реконструкции теплового потока через земную поверхность могут быть получены на основе анализа данных скважинной геотермии или ранее реконструированных изменений температуры земной поверхности.

2. Совместная реконструкция температурной истории земной поверхности и климатически обусловленных вариаций теплового потока позволяет обосновать временную шкалу геотермических реконструкций путем сопоставления теплового потока и изменений внешних радиационных факторов климата.
3. Полученные реконструкции изменений теплового потока через земную поверхность на Урале, в Карелии, в Канаде показали, что основным фактором, определяющим глобальные климатические изменения масштаба $n10^3-n10^5$ лет в исследованных районах, является изменение солнечной радиации (инсоляции, солнечной активности). В вековых колебаниях климата значение солнечной радиации ослабевает.

Научная новизна

1. Теоретически обоснована возможность реконструкции новой палеоклиматической характеристики – изменений теплового потока через земную поверхность – и ее палеоклиматическая информативность.
2. Разработан и программно реализован алгоритм оценки изменений теплового потока через земную поверхность по данным об изменениях температуры поверхности. В сравнении с существующим алгоритмом (Beltrami et al., 2002) предложенный алгоритм более универсален и обеспечивает большую точность восстановления истории изменения теплового потока.
3. Предложен новый показатель климатической чувствительности Земли к внешним радиационным воздействиям, представляющий безразмерное отношение приращений тепловых потоков – через земную поверхность и внешнего потока радиации.

4. Впервые разработана и программно реализована методика построения временных шкал геотермических реконструкций температуры и потока, основанная на синхронизации теплового потока и изменений внешних радиационных факторов климата путем корректировки коэффициента эффективной температуропроводности пород. Методика представляет собой адаптированную версию орбитальной корректировки (orbital tuning) палеотемпературных кривых.
5. Впервые получены реконструкции климатически обусловленных изменений теплового потока через земную поверхность длительностью 30 тысяч лет (Урал, Карелия, Канада).
6. Впервые проведено сопоставление вариаций климатически обусловленного теплового потока с различными факторами внешнего радиационного воздействия, такими как изменение инсоляции, солнечной радиации, вариации концентрации двуокиси углерода CO_2 и вулканических сульфатов SO_4 в атмосфере. Основным фактором, определяющим глобальные климатические изменения масштаба $n10^3\text{--}n10^5$ лет в исследованных районах, является изменение солнечной радиации (инсоляции, солнечной активности). В вековых колебаниях климата значение солнечной радиации ослабевает, и ведущую роль начинает играть изменения концентрации двуокиси углерода в атмосфере.

Степень достоверности результатов

Достоверность результатов представленной работы обеспечивается применением канонического аппарата математической физики, стандартных математических и статистических методов анализа данных, подтверждается результатами экспериментальных исследований, хорошим согласием с косвенными палеоклиматическими свидетельствами.

Апробация результатов работы

Основные результаты исследований по теме диссертации лично докладывались автором на 13 научных конференциях, в том числе 9 российских и 4 международные:

- Генеральная Ассамблея Европейского союза по наукам о Земле (EGU – 2014), Австрия, Вена;
- Совместная Ассамблея Международного союза по геодезии и геофизике IAHS-IAPSO-IASPEI «Knowledge for the future», 2013, Гетеборг, Швеция;
- Международная конференция “Climate variability and human impacts in Central and Eastern Europe during the last two millennia”, 2015, Гданьск, Польша;
- Международная конференция молодых ученых «Land-Ocean-Atmosphere interactions in the Changing World», 2011, Балтийск, Россия;
- Школа-конференция молодых ученых «Изменения климата и окружающей среды Северной Евразии: анализ, прогноз, адаптация», 2014, Кисловодск, Россия;
- Уральская молодежная научная школа по геофизике (2010, 2012, 2014, 2016 – Екатеринбург, 2011 – Пермь), Россия;
- Научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей (2011, 2013, 2015), Екатеринбург, Россия.

Результаты по теме работы также докладывались автором на совместном семинаре лаборатории эволюционной географии и отдела гляциологии Института географии РАН в г. Москва в 2014 году.

Связь с плановыми работами

Работа над диссертацией выполнялась в рамках плановой темы НИР Института геофизики УрО РАН «Геотермические и геодинамические исследования процессов взаимодействия геосфер на основе изучения теплового поля и полей

концентрации радиогенных газов» (№ ГР 01201263784), а также проектов РФФИ №13-05-00724-а, №14-05-31055 мол_а, №16-05-00086).

Публикации

По теме диссертации опубликовано 33 работы, в том числе 7 публикаций в изданиях, входящих в перечень ВАК и/или международные системы цитирования Scopus и Web of Science, и 17 публикаций, входящих в РИНЦ.

Кроме того, на основе предложенных в работе методов и подходов создана и зарегистрирована программа для ЭВМ “PaleoTHF” (свидетельство о регистрации №2015660106 от 22.09.2015).

Личный вклад автора

Личный вклад автора заключается в:

- создании алгоритмов трансформации изменений температуры земной поверхности в изменения теплового потока;
- создании методики орбитальной корректировки временных шкал геотермических реконструкций палеоклимата (в рамках проекта РФФИ №14-05-31055 мол_а, руководитель – А.А. Горностаева);
- разработке и написании программы для ЭВМ, реализующей вышеназванные процедуры, в соавторстве с А.Н. Антипиным (вклады соавторов равны);
- получении ряда длительных реконструкций историй изменения теплового потока через земную поверхность на Урале, в Карелии и в Канаде (самостоятельно) и их палеоклиматической интерпретации (совместно с Д.Ю. Демежко, Я. Майоровичем, Я. Шафандой);

В статьях, написанных в соавторстве, вклад авторов одинаков.

Объем и структура диссертации

Общий объем диссертации 127 страниц. Диссертация состоит из введения, пяти глав, заключения, списка литературы, включающего 180 наименование. Работа включает 32 рисунка, 5 таблиц.

Благодарности

Автор выражает искреннюю благодарность научному руководителю д.г.-м.н. Д.Ю. Демежко за предложенную идею исследований. Тесное сотрудничество автора с Д.Ю. Демежко началось еще в период обучения в Уральском государственном университете им. А.М. Горького и во многом определило дальнейшую специализацию автора. Особую благодарность автор выражает д.ф.-м.н., профессору Ю.В. Хачаю за методическую помощь в период начального знакомства с геофизикой, а также за полезные замечания и рекомендации на разных этапах работы. Автор также признателен А.Н. Антипину, в соавторстве с которым была создана компьютерная программа для проведения исследований по теме диссертации, сотрудникам лаборатории геодинамики ИГФ УрО РАН, а также коллегам, принимавшим участие в обсуждении результатов исследований – И.В. Головановой, О.Н. Соломиной, М.Д. Хуторскому, В.Н. Михаленко, Ю.А. Попову, J. Safanda, J. Majorowicz, V. Cermak, S. Huang, V. Rath, V. Hamza, L. von Gunten и др.

ГЛАВА 1. ФОРМИРОВАНИЕ ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМОЙ КОРЫ

Состояние теплового поля верхней части литосферы зависит от распределения источников тепла в земной коре, условий теплопередачи в горных породах, а также режима теплообмена на земной поверхности и вблизи нее.

1.1 Внутренние источники тепла

Внутренние источники тепла формируют стационарное тепловое поле верхней части земной коры. Стационарный тепловой поток пропорционален вертикальной составляющей геотермического градиента и направлен к земной поверхности противоположно направлению роста глубинной температуры:

$$Q = -\lambda \frac{dT}{dz}. \quad (1.1)$$

Коэффициентом пропорциональности является теплопроводность среды λ . Выражение (1.1) называют законом Фурье. Оно справедливо для среды, однородной по теплофизическим свойствам, для случая, когда источники тепла расположены ниже интервала наблюдений. В горизонтально-слоистой среде распределение температур по глубине будет представлять собой сумму отрезков линейного роста температуры в слоях среды равной теплопроводности:

$$T(z) = T_0 + \sum_i Q_i \frac{\Delta z_i}{\lambda_i}, \quad (1.2)$$

где T_0 – температура земной поверхности, Δz_i и λ_i – мощность и теплопроводность каждого слоя (Хоторской, 1996).

Основным внутренним источником тепла для Земли является энергия радиоактивного распада нестабильных изотопов U, Th, K, на долю которого приходится 50–75% генерируемой тепловой энергии. Среди других источников тепла – поглощение нейтринного потока, энергия приливного трения, энергия гравитационной дифференциации вещества Земли, энергия, аккумулируемая Землей при нерегулярных изменениях радиуса (Поляк и др., 1972), первородное

тепло, аккумулированное Землей на этапе формирования, потенциальная энергия, выделяющаяся при формировании новой коры, а также упругая энергия, выделяемая при землетрясениях (Clauser, 2006).

При палеоклиматическом анализе скважинных термограмм влияние внутренних источников тепла можно считать квазистационарным, поскольку возраст Земли ($n \cdot 10^9$ лет) и периоды полураспада нестабильных изотопов ($n \cdot (10^8 - 10^9)$ лет) много больше доступных для анализа по геотермическим данным временных интервалов ($n \cdot (10^2 - 10^4)$ лет).

Присутствие источников тепла на интервале наблюдений будет вносить нелинейность в вертикальное распределение температуры горных пород:

$$T(z) = T_0 + \left(G_0 - 0.5 \frac{\varepsilon z}{\lambda} \right) z, \quad (1.3)$$

где G_0 – постоянная составляющая геотермического градиента, описываемая законом Фурье (1.1), ε – интенсивность источников тепла, распределенных на интервале $(0; z)$, z – глубина. При проведении палеоклиматических исследований рассматривается интервал глубин в первые несколько километров. Большая часть внутренних источников тепла расположена ниже исследуемой области земной коры. Однако при исследовании термограмм глубиной более 2 км, в зависимости от пород, слагающих толщу разреза, пренебрежение радиогенной теплогенерацией может внести значимую ошибку в реконструируемую температурную историю вследствие неверной оценки начальной температуры земной поверхности (Демежко, 2001; Majorowicz and Safanda, 2014). Существуют различные модели распределения внутренних источников тепла по глубине, которые позволяют учитывать радиогенную теплогенерацию при анализе скважинных термограмм (равномерное распределение, линейная модель (Lachenbruch, 1971), экспоненциальная модель (Roy et al., 1968)).

1.2 Тепловой баланс земной поверхности

Земная поверхность постоянно получает и теряет тепло посредством теплового взаимодействия с атмосферой и с нижележащими породами, а также за счет приходящей солнечной радиации, которая является главным внешним источником лучистой энергии для земной поверхности. В среднем она составляет 341 Вт/м² по всей поверхности планеты (Trenberth et al., 2009). Это примерно в 4000 раз больше теплового потока, поступающего к поверхности из недр Земли – 87 мВт/м² (Pollack et al., 1993).

Примерно 30% солнечного излучения отражается в космическое пространство от облаков и поверхности Земли. Небольшая часть прямой радиации поглощается (~23%) и рассеивается (~26%) атмосферой.

Поглощают прямую солнечную радиацию различные газы и примеси. Наиболее сильными поглотителями являются водяной пар и аэрозоли (~15%). На долю озона приходится около 3% поглощения солнечного излучения. Азот и кислород слабо влияют на поток приходящей солнечной энергии. Примерно 5% радиации поглощается облаками. Влияние углекислого газа невелико по причине его низкого содержания в атмосфере.

Рассеяние солнечной радиации происходит в оптически неоднородном воздухе за счет изменения показателя преломления молекул вследствие их теплового движения, а также наличия в атмосфере жидких частиц и твердых примесей. В спектре рассеянной радиации соотношение энергии разных длин волн по сравнению со спектром прямой радиации изменено в пользу более коротковолновых лучей. Около 1/3 рассеянной радиации уходит в космическое пространство, а оставшиеся 2/3 рассеянной радиации приходит к земной поверхности (Хромов, Петросянц, 2006).

Таким образом, на земную поверхность поступает прямое (R_N) и рассеянное (S) солнечное излучение, которые вместе составляют суммарную радиацию (R)

$$R = R_N + S. \quad (1.4)$$

Небольшая часть суммарной радиации $R \cdot A$ отражается от земной поверхности. A – альбедо поверхности – отношение количества отраженной радиации к общему количеству радиации, падающей на данную поверхность. Альбедо зависит от характера подстилающей поверхности. Большая же часть суммарной радиации $R \cdot (1-A)$ поглощается земной поверхностью и идет на нагревание верхних слоев почвы.

Земная поверхность обладает собственным излучением

$$R_S = 0.95 \sigma T^4, \quad (1.5)$$

где $\sigma = 5.7 \cdot 10^{-8}$ Вт/(м²·К⁴), T – абсолютная температура земной поверхности. Собственное излучение земной поверхности R_S при +15 °C, или 288 К, составляет 373 Вт/м². Около 356 Вт/м² собственного излучения поглощается атмосферой, а оставшаяся часть возвращается в космическое пространство в виде теплового излучения.

Получая тепло от Солнца и земной поверхности, нагретая атмосфера сама излучает тепло, примерно 70% которого возвращается к земной поверхности в виде встречного излучения (R_B), а оставшаяся часть уходит в космическое пространство. Встречное излучение почти целиком (на 95–99 %) поглощается земной поверхностью.

Разность между собственным излучением земной поверхности и встречным излучением атмосферы представляет собой эффективное излучение R_E :

$$R_E = R_S - R_B. \quad (1.6)$$

Оно характеризует потерю тепла земной поверхностью, поскольку встречное излучение атмосферы всегда немного меньше собственного излучения земной поверхности.

Радиационный баланс земной поверхности формирует разность между поглощенной радиацией и эффективным излучением

$$B = (R_N + S)(1 - A) - R_E. \quad (1.7)$$

Помимо этого, земная поверхность обменивается теплом с атмосферой и нижележащими слоями почвы за счет теплопроводности. В дополнение земная

поверхность получает тепло при конденсации на ней водяного пара из воздуха и теряет тепло при испарении воды. В первом случае выделяется скрытая теплота, во втором теплота переходит в скрытое состояние.

Поскольку Земля находится в состоянии теплового равновесия, на земной поверхности приток тепла вследствие поглощения солнечной и атмосферной радиации, отдача тепла путем собственного излучения и нерадиационный обмен теплом между атмосферой, земной поверхностью и нижележащими слоями почвы должны уравновешиваться, что выражается уравнением теплового баланса

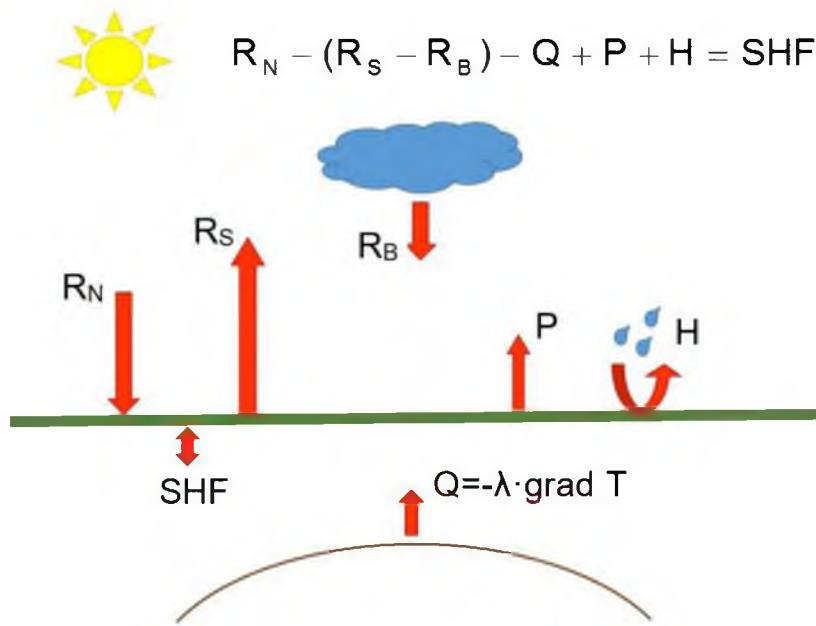
$$B + P - Q + LE_H = 0, \quad (1.8)$$

где P – теплообмен земной поверхности с атмосферой посредством теплопроводности, Q – теплообмен земной поверхности с более глубокими слоями почвы путем теплопроводности, LE_H – потеря тепла при испарении или его приход при конденсации на земную поверхность, L – удельная теплота испарения, E_H – масса испарившейся или сконденсированной воды.

В суточном цикле разность приходящих и уходящих потоков тепла значительна. При рассмотрении многолетних трендов значение теплового баланса приближается к нулю, но нулевым не будет вследствие изменения условий на земной поверхности (изменения характера подстилающей поверхности и, соответственно, альбедо Земли и пр.) – Рисунок 1.1.

$$B + P - Q + LE_H = SHF, \quad (1.9)$$

Именно эта малая часть теплового потока (SHF) идет на изменение теплосодержания верхней части литосфера. Анализируя этот тепловой поток, можно оценивать изменения условий на земной поверхности.



R_N – прямая солнечная радиация, R_s – собственное излучение Земли, R_B – встречное излучение атмосферы, P – кондуктивный теплообмен земной поверхности с атмосферой, H – конвективный теплообмен земной поверхности с атмосферой, SHF – климатически обусловленный тепловой поток через земную поверхность, Q – стационарный геотермический тепловой поток, λ – температуропроводность, T – температура

Рисунок 1.1 – Тепловой баланс земной поверхности

1.3 Изменения климата

Проникая вглубь пород, вариации климатически обусловленного теплового потока через земную поверхность (SHF) и связанные с ними изменения температуры поверхности, формируют нестационарную компоненту теплового поля разреза.

Теплоперенос с поверхности в полубесконечной теплофизически однородной твердой среде в отсутствие фильтрации, фазовых переходов и источников тепла описывается одномерным нестационарным уравнением теплопроводности (Карслоу, Егер, 1964):

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \alpha \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}, \quad (1.10)$$

где $a = \lambda/\rho c$ – температуропроводность пород.

Решение этого уравнения с краевыми условиями

$$\begin{aligned} T(0, t) &= T_s(t), \\ \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z \rightarrow \infty} &= G_0, \end{aligned} \quad (1.11)$$

где G_0 – постоянная составляющая геотермического градиента, T_s – температура поверхности, можно представить в виде суммы:

$$T(z, t) = T_0 + G_0 z + \Theta(z, t), \quad (1.12)$$

где T_0 – исходная невозмущенная температура поверхности, Θ – температурная аномалия, возникшая в момент $t = t_0$ и затухающая на бесконечности:

$$\Theta(z, t) = 0, z \rightarrow \infty \quad (1.13)$$

Температура и тепловой поток связаны законом Фурье (уравнение (1.1)). Поэтому вариации теплового потока по глубине удовлетворяют аналогичному уравнению теплопроводности (Карслоу, Егер, 1964; Turcotte, Schubert, 1982):

$$\frac{\partial q}{\partial t} = a \frac{\partial^2 q}{\partial z^2}. \quad (1.14)$$

Решение этого уравнения можно представить в виде суммы стационарного геотермического теплового потока q_0 и нестационарной компоненты q_{an} аналогично температуре:

$$q(z, t) = q_0 + q_{an}(z, t), \quad (1.15)$$

При решении прямой задачи теплопроводности изменения GST или SHF могут аппроксимироваться по-разному в зависимости от формы климатического сигнала. Для многих аппроксимирующих функций решения уравнения теплопроводности выведены (Карслоу, Егер, 1964; Демежко, 2001). В главе 3 представлены выражения для температурной и тепловой аномалий в случае, когда вариации температуры земной поверхности описываются так называемым «трехпараметрическим законом», а также для гармонических изменений температуры поверхности.

1.4 Влияние факторов неклиматической природы

Стационарность теплового поля земной коры, описанная в разделе 1.1, может нарушаться не только вследствие изменения климата, но и под влиянием ряда факторов неклиматической природы. Рассмотрим некоторые из них применительно к задаче палеоклиматического анализа скважинных термограмм.

Вертикальная фильтрация подземных вод

При фильтрации флюида вектор теплового потока в пористой среде складывается из двух компонентов – кондуктивного и конвективного:

$$\vec{Q} = -\lambda_m \vec{\nabla} T + c_f \rho_f \vec{V} T_f, \quad (1.16)$$

где λ_m – матрица теплопроводности пород, c_f и ρ_f – теплоемкость и плотность флюида, \vec{V} – скорость течения подземных вод, T_f – температура жидкости.

Распределение температуры с глубиной при фильтрации в области водообмена $0 \leq z \leq h$ с постоянными температурами на нижней (T_1) и верхней (T_0) границах имеет вид (Bredehoeft, Papadopoulos, 1965; Лялько и др., 1972):

$$T(z) = T_0 + (T_1 - T_0) \frac{e^{Pe(z)/h} - 1}{e^{Pe} - 1}, \quad (1.17)$$

$$Pe = \frac{c_f \rho_f V h}{\lambda_m},$$

где T_h – температура нижней границы области фильтрации, Pe – число Пекле, которое характеризует долю конвективной составляющей теплового потока по сравнению с кондуктивной. При $Pe > 0$ присутствует нисходящая фильтрация, которая выражается наличием положительной аномалии на термограмме. $Pe < 0$ соответствует восходящей фильтрации и отрицательной аномалии на термограмме. При $V > \lambda_m / (c_f \rho_f h)$ в исследуемой области преобладает конвективный теплоперенос.

Даже при малых скоростях фильтрации вызванные ей аномалии близки к палеоклиматическим (Хугорской, 1996; Taniguchi, 1999). Например, фильтрация с постоянной скоростью 0.05 м/год в интервале 0 – 300 м приводит к возникновению фиктивной аномалии реконструируемых палеотемператур амплитудой до 5 К (Демежко, 2001).

Если известны параметры фильтрации, можно вычесть из теплового поля связанный с ней компонент. Это возможно, поскольку при малых скоростях течения флюида палеоклиматический сигнал и стационарный искажающий эффект фильтрации практически аддитивны (Демежко и др., 2006). Подобную процедуру проводят при инверсии термограмм, пробуренных в ледниках, учитывая течение льда (Dahl-Jensen et al., 1998; Михаленко и др., 2011).

Часто при анализе используется принцип визуальной оценки термограммы: анализируются лишь те температурные профили, которые не обнаруживают очевидных признаков фильтрации. Если влияние гидрогеологии наблюдается на небольшом участке термограммы, необходимо исключить этот участок из анализа.

Рельеф земной поверхности

Пересеченный рельеф искажает стационарное тепловое поле разреза вследствие различия геотермического и гипсометрического градиентов. Величина гипсометрического градиента меньше значения геотермического градиента, поэтому возвышенные участки имеют повышенную температуру по сравнению с температурой, оцененной путем экстраполяции невозмущенного геотермического градиента на дневную поверхность (Демежко, 2001; Дучков, Соколова, 1974). Учесть влияния рельефа можно, аппроксимируя реальную форму земной поверхности простыми геометрическими фигурами, для которых существует аналитическое решение (Birch, 1950; Любимова, 1968; Череменский, 1977), а также путем приведения распределения температур реального рельефа на плоскость (метод Джейффриса-Булларда).

Локальные аномалии температуры поверхности

Локальные аномалии температуры земной поверхности также могут вызывать в стационарном тепловом поле разреза возмущения, близкие к климатически обусловленным нестационарным аномалиям (Lachenbruch, Marshall, 1986; Дучков, Соколова, 1974; Демежко, Рывкин, 1996). Одни факторы утепляют поверхность (вырубка леса, снежный покров, техногенные сооружения, распашка

земель, южная экспозиция склонов), другие охлаждают ее (лес, водоемы, северная экспозиция склонов) (Фролов, 1966). Влияние локальной аномалии значимо в том случае, если расстояние от скважины до аномалии меньше максимальной глубины измерений (Демежко, 2001). Одним из наиболее распространенных способов уменьшения влияния локальных аномалий при реконструкции палеоклимата является региональное усреднение температурных реконструкций (Булашевич Юрий Петрович - ..., 2014).

Нарушение стационарного теплового режима при бурении

Циркуляция бурового раствора при промывке скважины, а также дополнительное тепло, выделяемое при разрушении породы в процессе бурения, искажают естественное тепловое поле разреза. После бурения и промывки скважины в момент максимального нарушения теплового равновесия температура по всему стволу скважины устанавливается одинаковой:

$$T(z) = \bar{T}, \quad (1.18)$$

где \bar{T} – средняя температура по скважине. С течением времени происходит восстановление естественных температурных условий. Если распределение температур в установившемся режиме имеет вид (1.18), то в некоторый момент времени $0 < t < t_r$, где t_r – время релаксации, отклонение температуры вследствие бурения удовлетворяет соотношению (Демежко, 2001; Дахнов, 1982):

$$\Delta T(z, t) = F(t)(\bar{T} - T_0) - F(t)G_0 z - F(t)\Theta(z, t), \quad (1.19)$$

где $F(t) = \frac{d^2}{16a_{eff}t}$, d – диаметр скважины, a_{eff} – эффективная температуропроводность, значение которой с течением времени приближается к температуропроводности пород при уменьшении разницы между температурами пород и раствора. Коэффициент $F(t)$ не зависит от глубины. Поэтому его можно определить, сопоставляя измеренную температуру нейтрального слоя T_s и среднегодовую температуру поверхности, установленную для данного района по метеонаблюдениям T_s'' (Голованова, 1993):

$$F = \frac{T_s - T_s^u}{\bar{T} - T_s^u}. \quad (1.20)$$

Соответствующие поправки, учитывающие недостаточную выстойку скважины после бурения, можно внести уже в реконструированную температурную историю.

Ненарушенное распределение температур можно оценить путем сопоставления нескольких термограмм, полученных через разные промежутки времени после окончания бурения (Kutasov, Eppelbaum, 2013).

Мы рассмотрели лишь некоторые факторы, формирующие тепловой режим на земной поверхности и в верхней части земной коры. Среди других явлений, влияющих на тепловое состояние земных недр, – осадконакопление, денудация, неотектонические движения, метаморфизм, плавление и кристаллизация пород (Хуторской, 1996; Череменский, 1977). Однако в исследуемых пространственном (первые несколько километров пород) и временном (несколько тысяч лет) масштабах их влияние пренебрежимо мало. Помимо рассмотренных выше явлений значительные искажения в палеоклиматические реконструкции могут вноситься при наличии свободной тепловой конвекции в скважине, перетоков флюида в заколонном пространстве скважины. В таких случаях анализируемые температурные профили либо отбраковываются полностью, либо из анализа исключается интервал глубин, на котором фиксируется влияние сторонних процессов.

ГЛАВА 2. РЕКОНСТРУКЦИЯ ТЕМПЕРАТУРНОЙ И ТЕПЛОВОЙ ИСТОРИИ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПО ГЕОТЕРМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

2.1 Принципы инверсии геотермограмм

Изменения температуры земной поверхности, проникая вглубь пород, оставляют след в тепловом поле разреза. Суточные колебания не проникают глубже 1 м, годовые – 20–30 м, температурные изменения векового масштаба фиксируются в пределах первых сотен метров, а влияние глобального потепления в начале голоцена (около 10000 л. н.) прослеживается до глубины 1.5–2 км. Анализ современного вертикального распределения температуры горных пород позволяет судить о температурных изменениях, произошедших на земной поверхности в прошлом.

Как отмечалось в главе 1, распределение температуры пород с глубиной, учитывающее климатические изменения на поверхности, можно представить в виде суммы стационарной компоненты температурного поля и нестационарной аномалии (уравнение (1.12), глава 1):

$$T(z, t) = T_0 + G_0 z + \Theta(z, t),$$

Температурная аномалия $\Theta(z, t)$ удовлетворяет одномерному нестационарному уравнению теплопроводности (Карслоу, Егер, 1964):

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = a \frac{\partial^2 \Theta}{\partial z^2}. \quad (2.1)$$

Реконструкция температурной истории земной поверхности по скважинной термограмме основана на решении обратной задачи теплопроводности относительно параметров граничных условий, в качестве которых выступают изменения температуры поверхности $T(0, t)$ и невозмущенный геотермический градиент G_0 на глубине, где затухает климатически обусловленная температурная аномалия. Вариации температуры земной поверхности аппроксимируются простыми функциями, для которых в явном виде имеется аналитическое решение уравнения теплопроводности (Lachenbruch et al., 1982; Демежко, 2001; Bodri, Cermak, 2007). В случае линейности этого решения относительно неизвестных

параметров граничных условий для каждой точки термограммы можно составить уравнение, содержащее $m+2$ неизвестных (m параметров температурной истории, начальная температура поверхности T_0 и невозмущенный геотермический градиент G_0). Тогда задача инверсии сводится к решению системы линейных уравнений:

$$\vec{T}_j = A_{jk} \vec{X}_k, \quad j = \overline{1, n}, \quad k = \overline{1, m+2}, \quad (2.2)$$

где \vec{T}_j – вектор наблюденных температур на глубинах z , A_{jk} – матрица, содержащая $(m + 2) \times n$ элементов – решений уравнения теплопроводности, \vec{X}_k - вектор неизвестных параметров.

Данная система уравнений является переопределенной, поскольку число измерений по скважине n , как правило, больше числа неизвестных параметров ($m + 2$). Такая система уравнений может не иметь точного решения, поэтому задача состоит в нахождении оптимального набора значений параметров, который обеспечивал бы наименьшую в заданной метрике разницу наблюденных и вычисленных температур. Вместе с тем задача является условно корректной, то есть существует несколько решений, удовлетворяющих экспериментальным данным с одинаковой точностью (Демежко, 2001).

Таким образом, различные методы инверсии геотермических данных сводятся к: 1) способам задания функций, аппроксимирующих искомую температурную историю; 2) к выбору метода решения переопределенной системы уравнений и 3) к способу ограничения решения.

2.2 Методы оценки температурной истории земной поверхности

Рассмотрим наиболее распространенные методы реконструкции температурных историй земной поверхности.

Анализ последнего события

Методика реконструкции одноактной температурной истории (также называемая анализом последнего события) впервые была предложена в работе

(Lachenbruch, Marshall, 1986). Температурная история представляется трехпараметрическим законом

$$T_s(t) = T_0 + D \left(\frac{t - t_0}{t_* - t_0} \right)^{p/2}, \quad t_0 \leq t \leq t_*, \quad p = 0, 1, 2, \dots, \quad (2.3)$$

где T_0 – начальная температура поверхности, t_0 – момент начала изменения температуры поверхности, D – полная амплитуда изменения температуры на момент t^* . Для этого способа аппроксимации известно аналитическое решение уравнения теплопроводности в виде

$$\Theta(z, t) = D \left(\frac{t - t_0}{t_* - t_0} \right)^{p/2} \frac{i^p \operatorname{erfc}(z/L)}{i^p \operatorname{erfc}(0)}, \quad L = 2\sqrt{a(t-t)_0}, \quad (2.4)$$

где $i^p \operatorname{erfc}(S)$ – кратный интеграл вероятностей.

Варьируя параметры температурной истории, подбирается такое их соотношение, которое обеспечивало бы наилучшее совпадение наблюдаемой температурной аномалии с вычисленной. Минимизируется функционал

$$M = \sum_{i=1}^n [\bar{T}(z_i) - f(z_i, T_0, G_0, D, t_* - t_0, p)]^2 \rightarrow \min. \quad (2.5)$$

Недостатком данного метода является отсутствие ограничения решения.

Метод ИГФ УрО РАН

Довольно простая методика реконструкции палеотемператур была предложена сотрудником Института геофизики УрО РАН Д.Ю. Демежко (Демежко, 2001). Эта методика базируется на аппроксимации температурной истории ступенчатой функцией с постоянной температурой в пределах каждой ступеньки:

$$T_s(t) = \begin{cases} T_0, & t < t_1 \\ T_1, & t_1 < t < t_2 \\ \dots & \dots \\ T_m, & t_m < t < t_* \end{cases}. \quad (2.6)$$

В этом случае температурная аномалия будет иметь вид:

$$\Theta(z, t^*) = \sum_{k=1}^m D_k \operatorname{erfc}\left(\frac{z}{L_k}\right),$$

$$L_k = 2\sqrt{a(t_* - t_k)},$$

$$D_k = T_k - T_{k-1}, \quad k = 1, m,$$
(2.7)

где t_* – момент каротажа.

Для выделения температурной аномалии из наблюденного температурного профиля выделяется опорный интервал, соответствующий невозмущенному распределению температур. На этом интервале термограмма аппроксимируется линейной зависимостью, при экстраполяции которой на дневную поверхность, оцениваются начальная температура поверхности T_0 и невозмущенный геотермический градиент G_0 . Далее подбираются такие параметры температурной истории, которые наилучшим образом описывали бы наблюдаемую температурную аномалию.

Минимизируется сумма отклонений измеренных температур от вычисленных в метрике L^2 :

$$M = \sum_{i=1}^n [\bar{T}(z_i) - f(z_i, T_0, G_0, T_1..T_m)]^2 \rightarrow \min,$$
(2.8)

где $\bar{T}(z_i)$ – измеренные температуры.

Устойчивость решения достигается за счет увеличивающейся по мере удаления в прошлое длительности временных интервалов (в соответствии с разрешающей способностью метода):

$$t_k = t_* - z_k^2 / 4a.$$
(2.9)

где t_k – граница временного интервала.

Варьируя количество интервалов на заданном временном отрезке реконструкции и значения температуры на каждом интервале подбирается серия эквивалентных температурных историй, которые с наименьшей погрешностью описывают измеренный температурный профиль. По семейству эквивалентных температурных историй определяют наиболее вероятную (среднюю) историю и степень неопределенности решения.

Метод разложения по единичным значениям (SVD)

Метод впервые был представлен в работах (Beltrami, Mareschal, 1991; Mareschal, Beltrami, 1992; Wang, 1992). В данном методе изменения температуры поверхности представляются в виде ступенчатой функции с постоянными, но неизвестными значениями температуры поверхности в пределах каждой ступеньки (уравнение (2.6)). Оценка неизвестных параметров температурной истории осуществляется путем решения системы линейных уравнений (2.2) методом разложения по единичным значениям. В качестве ограничения решения выступает возможность отсечения компонент, которые вносят малый вклад.

Метод инверсии в функциональном пространстве (FSI)

Метод инверсии в функциональном пространстве (FSI – functional space inversion) разработан П.Ю. Шеном и А.Е Беком (Shen, Beck, 1983; 1991). Изменения температуры поверхности здесь аппроксимируются аналогично методу SVD, однако учитывается то обстоятельство, что температуры и теплопроводности вдоль скважины измерены с ограниченной точностью. FSI использует байесовский подход: имеется некое априорное представление о температурной истории; далее проводится эксперимент (каротаж), по результатам которого корректируется представление. Степень корректировки зависит от результатов эксперимента (термограммы) и от качества экспериментальных данных (от точности измерения температуры в скважине). Алгоритм инверсии формулируется как поиск наиболее вероятного решения в пространстве (\mathbf{d} , \mathbf{m}), где \mathbf{d} – вектор температур горных пород, \mathbf{m} – вектор модели. Модель включает как неизвестные параметры реконструируемой температурной истории, так и значения тепловых свойств среды. Минимизируется полная взвешенная среднеквадратическая невязка априорных и апостериорных данных:

$$M = \left(\frac{1}{2} C_d^{-1} \| \mathbf{d} - \mathbf{d}_0 \|^2 + \frac{1}{2} C_m^{-1} \| \mathbf{m} - \mathbf{m}_0 \|^2 \right)^{1/2} \rightarrow \min \quad (2.10)$$

d_0, d – измеренные и вычисленные температуры, m_0, m – векторы параметров модели. Погрешности, задаваемые ковариационными матрицами C_d и C_m , играют роль весовых коэффициентов.

Специфика FSI заключается в том, что результат инверсии сильно зависит от значения априорно заданной погрешности теплопроводности. Чем она выше, тем больше у инверсионной программы свободы для объяснения температурной аномалии именно вариациями теплопроводности, а не температуры земной поверхности. Это приводит к подавлению амплитуды реконструируемой температурной истории.

Метод Монте-Карло

Метод Монте-Карло – это метод случайного блуждания в многомерном пространстве всех возможных температурных историй. На каждом шаге случайного блуждания предлагается измененная модель m^p_i текущего вектора модели m_i . Следующая модель становится равной m^p_i с доверительной вероятностью

$$p_{accept} = \min \left\{ 1, \exp(-[s(m^p_i) - s(m_i)]) \right\}$$

$$s(m) = \sum_j (g^j(m) - d_{obs}^j)^2. \quad (2.11)$$

$s(m)$ – функция ошибок, определяющая разницу между вычисленными температурами в скважине $g(m)$ и наблюденными температурами d_{obs} . Если измененная модель отклоняется, следующая модель становится равной m_i и предлагается новая модель m^p_i . Разложение по единичным векторам матрицы $G = \{\frac{dg^j}{dm_i}\}$, оцененной по оптимальной модели, дает ряд характеристических векторов, которые задают эффективное направление изменения для случайного блуждания. Система блуждания задается таким образом, чтобы долго ходить в окрестностях точки, чтобы найти все локальные минимумы функционала. То есть, метод Монте-Карло отметит все подходящие решения как область. Этот метод визуализации дает наглядное представление о том, какова неопределенность решения (Dahl-Jensen et al., 1998).

2.3 Специфика применения геотермического метода

Геотермические данные являются «прямыми» свидетельствами палеоклимата. Анализ данных термометрии глубоких скважин позволяет напрямую оценивать изменение палеотемператур поверхности без установления корреляции между измеряемой и реконструируемой температурами (Демежко, 2001; Bodri, Cemak, 2007; Pollack, 2005).

Длительность реконструируемых температурных историй ограничена глубиной имеющихся температурных профилей, которая для большей части скважин не превышает 2 км. Поэтому данные температурного каротажа позволяют реконструировать лишь климат позднего плейстоцена и голоцен (последние 10 – 30 тыс. лет) и более поздние климатические события.

Разрешающая способность геотермического метода убывает по мере удаления в прошлое. Для того, чтобы климатическое событие могло быть реконструировано путем анализа теплового поля верхней части земной коры, необходимо, чтобы его длительность была равна или превышала время, прошедшее с момента его окончания до момента получения термограммы. В температурном поле горных пород сохраняется лишь одна волна колебаний температуры поверхности (Демежко, 2001).

Временная привязка реконструируемых температурных изменений в геотермическом методе определяется коэффициентом эффективной температуропроводности пород, значение которого неизвестно достоверно. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен в главе 4. Также в главе 4 будет предложена методика уточнения палеотемпературных хронологий.

2.4 Реконструкция теплового потока через земную поверхность

Существует два способа реконструкции изменений теплового потока через земную поверхность (Beltrami, 2001; 2002). Первый способ – инверсия скважинных термограмм аналогично оценке температурных историй. Однако данный способ

оценки SHF весьма неточен, поскольку предполагает дифференцирование реально измеренного распределения температур. В этом случае даже малые погрешности измерения температуры будут вносить большие искажения в результирующий тепловой поток при дифференцировании. Стоит отметить, что в случае использования алгоритмов с существенным ограничением решения (например, FSI) подавляется амплитуда реконструированных температурных историй, а, следовательно, сглаживаются и тепловые истории земной поверхности.

Другой способ – оценка вариаций теплового потока по уже реконструированным температурным историям. В следующей главе предложен новый алгоритм трансформации температурной истории земной поверхности в тепловую.

ГЛАВА 3. АЛГОРИТМЫ ВЗАИМНОЙ ТРАНСФОРМАЦИИ РЯДОВ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И ТЕПЛОВОГО ПОТОКА ЧЕРЕЗ ЗЕМНУЮ ПОВЕРХНОСТЬ

3.1 Оценка вариаций теплового потока через земную поверхность по данным об изменениях температуры поверхности

Как уже отмечалось выше, существует возможность оценить историю изменения SHF по имеющейся температурной истории земной поверхности. В (Wang, Bras, 1998; 1999; Bennet et al., 2008) приведено интегральное соотношение, связывающее изменения температуры земной поверхности с вариациями теплового потока

$$q(0,t) = \sqrt{\frac{\lambda \rho C}{\pi}} \int_0^t (t-\tau)^{-\frac{1}{2}} dT(\tau), \quad (3.1)$$

где τ – переменная интегрирования, а в (Beltrami et al., 2002; Huang, 2006a) – один из вариантов конечно разностной аппроксимации этого соотношения

$$q(0,t_i) = \frac{2\lambda}{\sqrt{\pi a \Delta t}} \sum_{j=1}^i [T_j - T_{j-1}] \cdot [\sqrt{i-(j-1)} - \sqrt{i-j}] \quad (3.2)$$

На основе проведенных исследований нами был разработан более точный и универсальный алгоритм оценки изменений теплового потока по температурным данным (кратко – алгоритм *GST–SHF трансформации*), основанный на кусочно-полиномиальной аппроксимации температурного ряда (Горностаева, 2014).

В основе алгоритма лежит одномерное нестационарное уравнение теплопроводности (1.10) (Карслоу, Егер, 1964)

$$\frac{\partial T}{\partial t} = a \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

и закон Фурье (1.1), связывающий тепловой поток с изменением температуры поверхности:

$$q(0,t) = -\lambda \left. \frac{\partial T(z,t)}{\partial z} \right|_{z=0}.$$

Если температура поверхности представлена в виде трехпараметрического закона

$$T(0, t') = D(t')^{n/2} \quad , \quad (3.3)$$

где D – константа, n – положительное целое число (или 0), $t' = \frac{t - t_0}{t_n - t_0}$, t_0 – момент

начала температурных изменений, t_n – настоящее время, то выражение для температурной аномалии с глубиной будет иметь вид (Lachenbruch et al., 1982):

$$\begin{aligned} T_{an}(z, t') &= 2^n \Gamma\left(\frac{1}{2}n + 1\right) i^n \operatorname{erfc} \frac{z}{\sqrt{4at'}} T(0, t'), \\ &= \operatorname{erfc} \frac{z}{\sqrt{4at'}} \quad n = 0 \\ &= \sqrt{\pi} i \operatorname{erfc} \frac{z}{\sqrt{4at'}} \quad n = 1 \\ &= 4 i^2 \operatorname{erfc} \frac{z}{\sqrt{4at'}} \quad n = 2 \\ &= 6\sqrt{\pi} i^3 \operatorname{erfc} \frac{z}{\sqrt{4at'}} \quad n = 3 \end{aligned} \quad (3.4)$$

где $a = \frac{\lambda}{\rho c}$ – коэффициент температуропроводности, $i^n \operatorname{erfc}(\beta)$ – кратный интеграл вероятностей и $\Gamma(\beta)$ – Гамма-функция аргумента β . Дифференцирование уравнений (3.4) дает значение теплового потока через поверхность в виде функции

$$q(0, t') = \frac{\Gamma\left(\frac{1}{2}n + 1\right)}{\Gamma\left(\frac{1}{2}n + \frac{1}{2}\right)} \cdot \frac{\lambda}{\sqrt{at'}} \cdot T(0, t') \quad (3.5)$$

$$= \frac{1}{\sqrt{\pi}} \frac{\lambda}{\sqrt{at'}} T(0, t') = \frac{E}{\sqrt{\pi t'}} T(0, t'), \quad n = 0$$

$$\begin{aligned}
&= \frac{\sqrt{\pi}}{2} \frac{\lambda}{\sqrt{at'}} T(0, t') = \frac{\sqrt{\pi}}{2} \frac{E}{\sqrt{t'}} T(0, t'), \quad n=1 \\
&= \frac{2}{\sqrt{\pi}} \frac{\lambda}{\sqrt{at'}} T(0, t') = \frac{2E}{\sqrt{\pi t'}} T(0, t'), \quad n=2 \\
&= \frac{3}{4} \sqrt{\pi} \frac{\lambda}{\sqrt{at'}} T(0, t') = \frac{3}{4} \sqrt{\frac{\pi}{t'}} E T(0, t'), \quad n=3,
\end{aligned}$$

где E – тепловая активность пород.

Пусть некоторое произвольное изменение температуры земной поверхности оцифровано через равные промежутки времени Δt : $T_i = T(0, i)$, $t = i \cdot \Delta t$. Представим температурный ряд T_i в виде суммы элементарных изменений, соответствующих (3.3):

$$T_i = T_0 + \sum_{j=1}^i D_j (i - j + 1)^{\frac{n}{2}}. \quad (3.6)$$

Параметр n определяет модель аппроксимации температурной кривой. Если в соответствии с выбранным значением параметра n мы сможем рассчитать значения D_i по температурной кривой, тогда с помощью (3.3), (3.5) несложно рассчитать и приращение теплового потока на каждом интервале $\{i-1; i\}$. Рассмотрим, как связаны между собой изменения температуры и теплового потока на i -м временном интервале при различных n . При этом важно учитывать, что значение температуры и теплового потока на конце временного интервала отражает изменения этих величин на всех предыдущих временных интервалах.

В случае скачкообразного изменения температуры поверхности ($n = 0$)

$$\begin{aligned}
T_i &= D_i, \\
q_i &= \frac{E}{\sqrt{\pi \Delta t}} \frac{D_i}{\sqrt{i}} = k_0 \frac{D_i}{\sqrt{i}}.
\end{aligned} \quad (3.7)$$

Найдем элементарное изменение температуры (без учета предыдущей температурной истории) D_i и значение теплового потока q_i на конце i -го временного интервала (Рисунок 3.1).

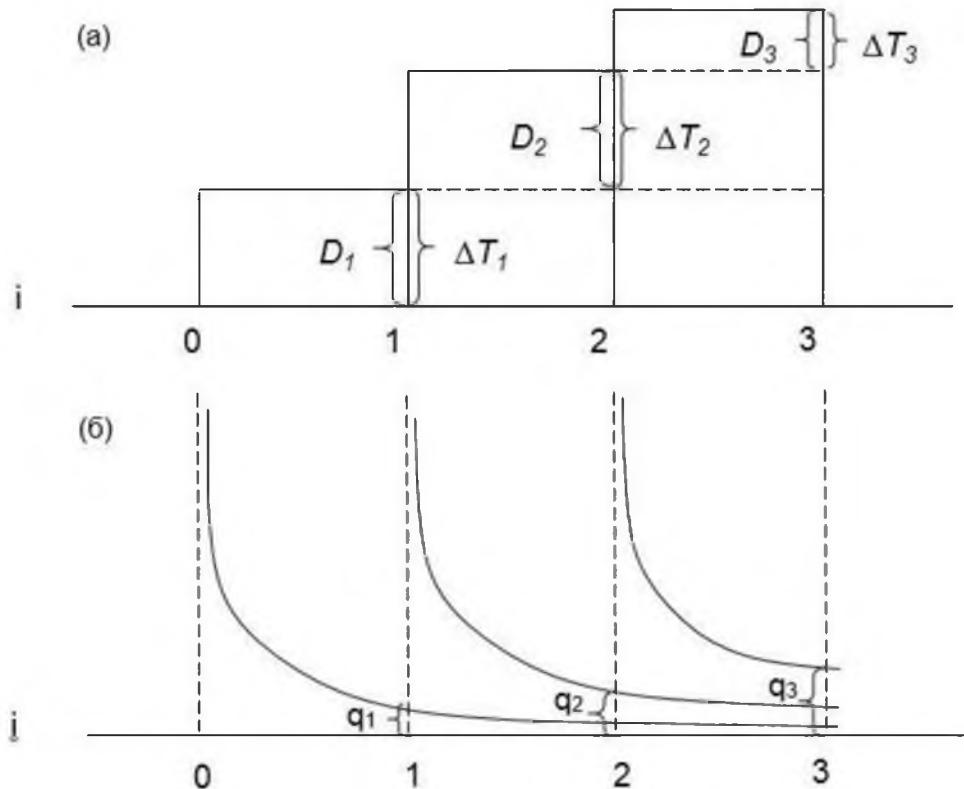


Рисунок 3.1 – Изменение температуры поверхности (а) и теплового потока (б) на равных временных интервалах при $n = 0$ (Горностаева, 2014)

Элементарное изменение температуры D_i на i -м интервале равно разности температур на концах интервала ΔT (Рисунок 3.1, а):

$$\begin{aligned} D_1 &= \Delta T_1 \\ D_2 &= \Delta T_2 \Rightarrow D_i = \Delta T_i \\ D_3 &= \Delta T_3 \end{aligned} \tag{3.8}$$

Соответственно, тепловой поток на i -м временном интервале учитывает все предыдущие изменения потока (Рисунок 3.1, б):

$$\begin{aligned} q_1 &= k_0 \cdot \frac{D_1}{\sqrt{1}} \\ q_2 &= k_0 \cdot \left(\frac{D_2}{\sqrt{1}} + \frac{D_1}{\sqrt{2}} \right) \Rightarrow q_i = k_0 \cdot \sum_{j=1}^i \frac{D_j}{\sqrt{i-j+1}} \\ q_3 &= k_0 \cdot \left(\frac{D_3}{\sqrt{1}} + \frac{D_2}{\sqrt{2}} + \frac{D_1}{\sqrt{3}} \right) \end{aligned} \tag{3.9}$$

При $n = 1$ температура меняется пропорционально \sqrt{t} :

$$\begin{aligned} T_i &= D_i \cdot \sqrt{i} \\ q_i &= \frac{\sqrt{\pi}}{2} \frac{E}{\sqrt{\Delta t}} D_i = k_1 D_i \end{aligned} \quad (3.10)$$

Элементарное изменение температуры на i -м интервале равно (Рисунок 3.2, а):

$$\begin{aligned} D_1 &= \Delta T_1 \\ D_2 &= \Delta T_1 + \Delta T_2 - D_1 \sqrt{2} \\ D_3 &= \Delta T_1 + \Delta T_2 + \Delta T_3 - D_1 \sqrt{3} - D_2 \sqrt{2} \end{aligned} \Rightarrow \begin{aligned} D_i &= \sum_{j=1}^i \Delta T_j - \sum_{j=1}^{i-1} D_j \sqrt{i-j+1} = \\ &= (T_i - T_0) - \sum_{j=1}^{i-1} D_j \sqrt{i-j+1} \end{aligned} \quad (3.11)$$

Суммарный тепловой поток на i -м интервале равен (Рисунок 3.2, б):

$$\begin{aligned} q_1 &= k_1 D_1 \\ q_2 &= k_1 (D_1 + D_2) \\ q_3 &= k_1 (D_1 + D_2 + D_3) \end{aligned} \Rightarrow q_i = k_1 \sum_{j=1}^i D_j \quad (3.12)$$

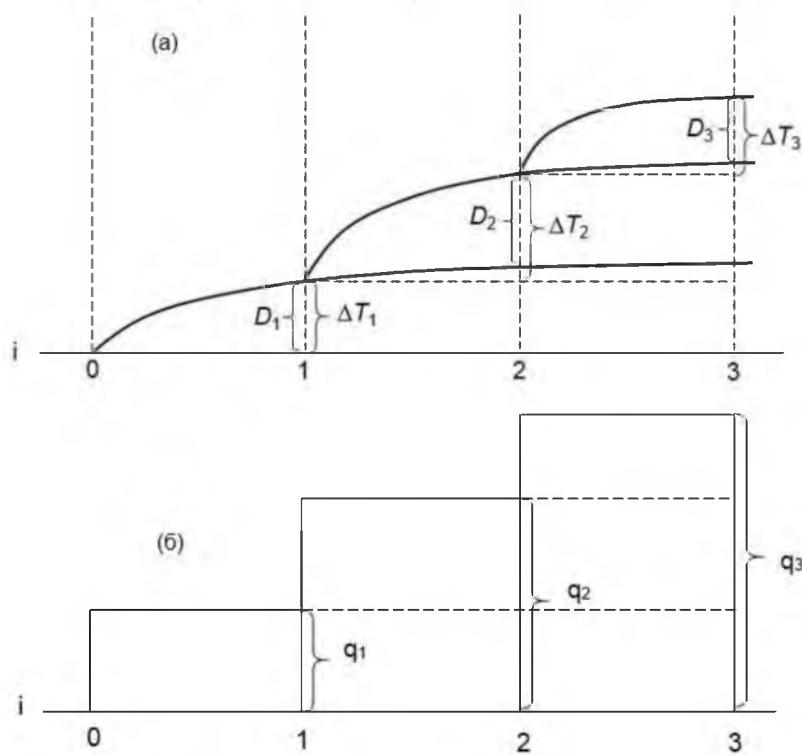


Рисунок 3.2 – Изменение температуры поверхности (а) и теплового потока (б) на равных временных интервалах при $n = 1$ (Горностаева, 2014)

При $n = 2$ температура на отрезке меняется линейно:

$$\begin{aligned} T_i &= D_i \cdot i, \\ q_i &= \frac{2E}{\sqrt{\pi \Delta t}} D_i \sqrt{i} = k_2 D_i \sqrt{i}. \end{aligned} \quad (3.13)$$

Элементарное изменение температуры на i -м интервале равно (Рисунок 3.3, а):

$$\begin{aligned} D_1 &= \Delta T_1 \\ D_2 &= \Delta T_2 - D_1 \quad \Rightarrow \quad D_i = \Delta T_i - \sum_{j=1}^{i-1} D_j \\ D_3 &= \Delta T_3 - (D_1 + D_2) \end{aligned} \quad (3.14)$$

Суммарный тепловой поток равен (Рисунок 3.3, б):

$$\begin{aligned} q_1 &= k_2 D_1 \sqrt{1} \\ q_2 &= k_2 (D_1 \sqrt{2} + D_2 \sqrt{1}) \quad \Rightarrow \quad q_i = k_2 \sum_{j=1}^i D_j \sqrt{i-j+1} \\ q_3 &= k_2 (D_1 \sqrt{3} + D_2 \sqrt{2} + D_3 \sqrt{1}) \end{aligned} \quad (3.15)$$

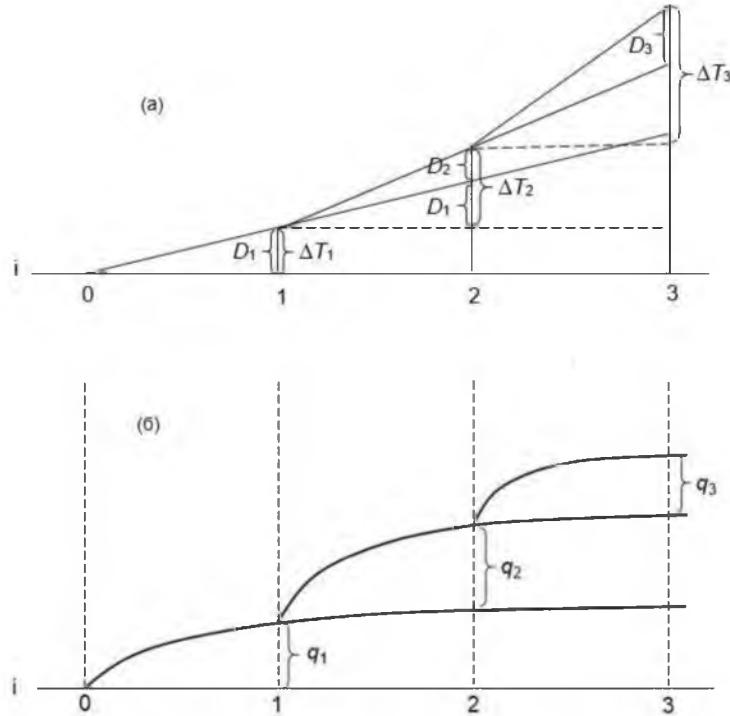


Рисунок 3.3 – Изменение температуры поверхности (а) и теплового потока (б) на равных временных интервалах при $n = 2$ (Горностаева, 2014)

При $n = 3$ температура поверхности меняется пропорционально $t^{3/2}$, а тепловой поток – линейно (Рисунок 3.4):

$$\begin{aligned} T_i &= D_i \cdot t^{3/2}, \\ q_i &= \frac{3\sqrt{\pi}}{4} \frac{E}{\sqrt{\Delta t}} D_i i = k_3 D_i i. \end{aligned} \quad (3.16)$$

Элементарное изменение температуры на i -м интервале равно (Рисунок 3.4, а):

$$\begin{aligned} D_1 &= \Delta T_1 \\ D_2 &= \Delta T_1 + \Delta T_2 - D_1 \cdot 2^{3/2} \\ D_3 &= \Delta T_1 + \Delta T_2 + \Delta T_3 - D_1 \cdot 3^{3/2} - D_2 \cdot 2^{3/2} \end{aligned} \Rightarrow \begin{aligned} D_i &= \sum_{j=1}^i \Delta T_j - \sum_{j=1}^{i-1} D_j (i-j+1)^{3/2} = \\ &= (T_i - T_0) - \sum_{j=1}^{i-1} D_j (i-j+1)^{3/2} \end{aligned} \quad (3.17)$$

Суммарный тепловой поток на i -м интервале равен (Рисунок 3.4, б):

$$\begin{aligned} q_1 &= k_3 D_1 \cdot 1 \\ q_2 &= k_3 (D_1 \cdot 2 + D_2 \cdot 1) \\ q_3 &= k_3 (D_1 \cdot 3 + D_2 \cdot 2 + D_3 \cdot 1) \end{aligned} \Rightarrow q_i = k_3 \sum_{j=1}^i D_j (i-j+1) \quad (3.18)$$

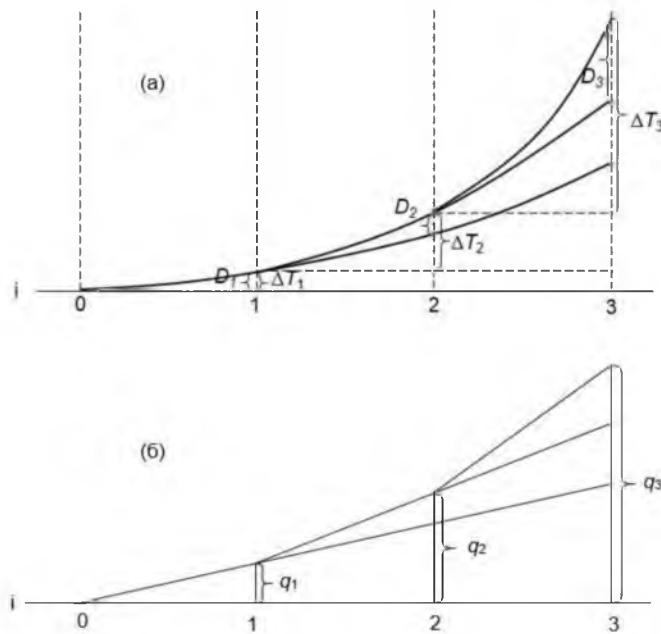


Рисунок 3.4 – Изменение температуры поверхности (а) и теплового потока (б) на равных временных интервалах при $n = 3$ (Горностаева, 2014)

Покажем, что соотношения (3.14) – (3.15) при $n = 2$ можно свести к выражению (3.2), предложенному в работах (Beltrami et al., 2002; Huang, 2006a) для модели линейного роста температуры внутри i -го временного интервала.

Из (3.14):

$$\begin{aligned} D_1 &= \Delta T_1 & D_1 &= \Delta T_1 \\ D_2 &= \Delta T_2 - D_1 & \Rightarrow D_2 &= \Delta T_2 - \Delta T_1 \\ D_3 &= \Delta T_3 - (D_1 + D_2) & D_3 &= \Delta T_3 - (\Delta T_1 + \Delta T_2 - \Delta T_1) = \Delta T_3 - \Delta T_2 \end{aligned} \quad (3.19)$$

$$\Rightarrow D_i = \Delta T_i - \Delta T_{i-1} \quad (3.20)$$

Подставим выражение (3.20) в (3.15). Получим:

$$q_i = k_2 \sum_{j=1}^i (\Delta T_j - \Delta T_{j-1}) \sqrt{i-j+1} = k_2 \left(\sum_{j=1}^i \Delta T_j \sqrt{i-j+1} - \sum_{j=1}^i \Delta T_{j-1} \sqrt{i-j+1} \right) \quad (3.21)$$

Рассмотрим вторую сумму выражения (3.21):

$$\sum_{j=1}^i \Delta T_{j-1} \sqrt{i-j+1} = \sum_{j=0}^{i-1} \Delta T_j \sqrt{i-j} = \Delta T_0 \sqrt{i} + \sum_{j=1}^{i-1} \Delta T_j \sqrt{i-j} + \Delta T_{j=i} \sqrt{0} = \sum_{j=1}^i \Delta T_j \sqrt{i-j} \quad (3.22)$$

Первое слагаемое, содержащее ΔT_0 , равно 0 по определению. Третье слагаемое появилось путем добавления следующего, заведомо нулевого члена суммы. Внесение этого члена под знак суммы дало конечное выражение (3.22) для рассматриваемой суммы.

Подставим получившееся выражение (3.22) в (3.21):

$$\begin{aligned} q_i &= k_2 \left(\sum_{j=1}^i \Delta T_j \sqrt{i-j+1} - \sum_{j=1}^i \Delta T_{j-1} \sqrt{i-j+1} \right) = k_2 \left(\sum_{j=1}^i \Delta T_j \sqrt{i-j+1} - \sum_{j=1}^i \Delta T_j \sqrt{i-j} \right) \\ q_i &= k_2 \sum_{j=1}^i \Delta T_j \left(\sqrt{i-j+1} - \sqrt{i-j} \right) = \frac{2E}{\sqrt{\pi \Delta t}} \sum_{j=1}^i \Delta T_j \left(\sqrt{i-j+1} - \sqrt{i-j} \right) \end{aligned} \quad (3.23)$$

Таким образом, выражение (3.23) полностью соответствует (3.2).

Подводя итог, приведем общую формулу нахождения значения теплового потока q_i по температуре земной поверхности $T(0, t)$, заданной в виде ряда значений на концах равных временных интервалов Δt :

$$\begin{aligned}
 T_0 &= 0, \quad D_1 = T_1, \\
 D_i &= T_i - \sum_{j=1}^{i-1} D_j (i-j+1)^{\frac{n}{2}}, \\
 q_i &= k(n) \sum_{j=1}^i D_j (i-j+1)^{\frac{n-1}{2}}.
 \end{aligned} \tag{3.24}$$

Перечисленные формулы, включая предложенную в (Beltrami et al., 2002; Huang, 2006a), дают мгновенное значение теплового потока на конце i -го временного интервала. Характер изменения теплового потока на интервале зависит от модели аппроксимации. Поэтому целесообразно рассчитывать не значение теплового потока на конце временного интервала Δt , а среднее значение потока на i -м интервале, приписывая это значение середине интервала. Среднее приращение потока на интервале можно получить, проинтегрировав (3.5) на интервале Δt :

$$\bar{q} = \frac{2}{n+1} q. \tag{3.25}$$

Среднее значение теплового потока на интервале $\{i-1; i\}$ равно:

$$\langle q_i \rangle = q_{i-1} + \frac{2}{n+1} (q_i - q_{i-1}). \tag{3.26}$$

Значения, приведенные к середине интервала, более точно аппроксимируют реальные изменения теплового потока.

Обобщим полученные формулы для разных n в Таблице 3.1.

Алгоритм реконструкции изменений теплового потока через земную поверхность по данным об изменениях температуры поверхности включает в себя:

- оцифровку температурной истории через равные промежутки времени Δt ;
- вычисление с помощью рекуррентных соотношений (Таблица 3.1, строка D_i) ряда элементарных изменений температуры D_i для выбранного значения n ;
- вычисление с помощью (3.24) и выражений, представленных в Таблице 3.1, строка q_i) ряда мгновенных значений теплового потока на концах интервалов;

— расчет средних значений теплового потока на интервалах (3.26 и Табл. 3.1, строка $\langle q_i \rangle$).

Таблица 3.1 – Алгоритм нахождения значения теплового потока по температурной истории земной поверхности, оцифрованной через равные промежутки времени Δt

	$n = 0$	$n = 1$	$n = 2$	$n = 3$
$k(n)$	$= \frac{E}{\sqrt{\pi \Delta t}}$	$= \frac{\sqrt{\pi}}{2} \frac{E}{\sqrt{\Delta t}}$	$= \frac{2E}{\sqrt{\pi \Delta t}}$	$= \frac{3\sqrt{\pi}}{4} \frac{E}{\sqrt{\Delta t}}$
D_i	$= \Delta T_i$	$= (T_i - T_0) - \sum_{j=1}^{i-1} D_j \sqrt{i-j+1}$	$= \Delta T_i - \sum_{j=1}^{i-1} D_j$	$= (T_i - T_0) - \sum_{j=1}^{i-1} D_j (i-j+1)^{3/2}$
q_i	$= k(n) \sum_{j=1}^i \frac{D_j}{\sqrt{i-j+1}}$	$= k(n) \sum_{j=1}^i D_j$	$= k(n) \sum_{j=1}^i D_j \sqrt{i-j+1}$	$= k(n) \sum_{j=1}^i D_j (i-j+1)$
$\langle q_i \rangle$	$= q_{i-1} + 2 \cdot (q_i - q_{i-1})$	$= q_i$	$= q_{i-1} + \frac{2}{3} (q_i - q_{i-1})$	$= q_{i-1} + \frac{1}{2} (q_i - q_{i-1})$

3.2 Анализ погрешностей реконструкции теплового потока при использовании различных моделей аппроксимации температурной истории

Для обоснования выбора оптимальных значений параметра n аппроксимирующих моделей, рассмотрим работу алгоритма на примере колебаний температуры поверхности по закону синуса:

$$T(0, t) = T_0 + A \sin\left(\frac{2\pi}{\tau} t + \varphi\right), \quad (3.27)$$

где A — амплитуда, τ — период и φ — фаза колебаний, распространение этих колебаний на глубину будет описываться соотношением

$$\begin{aligned} T(z, t) &= T_0 + A e^{-pz} \sin\left(\frac{2\pi}{\tau} t - pz - \varphi\right), \\ p &= \sqrt{\frac{2\pi}{\tau}/2a}, \end{aligned} \quad (3.28)$$

а изменения потока q через земную поверхность имеют вид

$$q(0,t) = -\lambda \frac{\partial}{\partial z} T(z,t) \Big|_{z=0} = AE \sqrt{\frac{2\pi}{\tau}} \sin\left(\frac{2\pi}{\tau} t + \varphi + \frac{\pi}{4}\right) = E \sqrt{\frac{2\pi}{\tau}} T(0, t + \frac{\tau}{8}). \quad (3.29)$$

Изменения теплового потока опережают изменения температуры на одну восьмую периода колебаний. Этот факт отмечен и в работе (Bennet et al., 2008). В данном исследовании расчеты проводились при $E = 2500$ Дж/(м²·К·с^{1/2}).

При сравнении моделируемого и теоретического тепловых потоков следует учитывать, что теоретическое значение потока (соотношение (3.29)) характеризует установившийся режим колебание в системе, в то время как в ситуации с моделируемым потоком предполагается, что изначальное значение теплового потока было равным 0 Вт/м² и поток стал меняться в начальный момент времени t_0 . Для учета данного обстоятельства из сравнения исключался первый период колебаний температуры и теплового потока.

Результаты сравнения относительной погрешности аппроксимации теоретической кривой изменения теплового потока для разных моделей представлены на Рисунке 3.5.

В случае, когда температурная кривая оцифрована недостаточно часто (менее 5 точек на период τ) относительные погрешности вычисления теплового потока для всех моделей чрезвычайно велики и составляют десятки процентов (Рисунок 3.5). Соотношение (3.2), предложенное в (Beltrami et al., 2002; Huang, 2006a), дает погрешность выше, чем представленный алгоритм при $n = 2$. Так как отличие алгоритма от соотношения (3.2) связаны лишь с переходом от мгновенных значений потока на конце интервала к средним значениям на интервале, этим переходом и обусловлен существенный выигрыш в точности. Погрешность аппроксимации модели $n = 0$ много больше, чем у других моделей. Эта модель работает хуже всего независимо от соотношения $\tau/\Delta t$. В целом, в интервале ($5 < \tau/\Delta t < 20$) наилучшие результаты дают модели с $n = 2, 3$ (ошибка аппроксимации $< 5\%$).

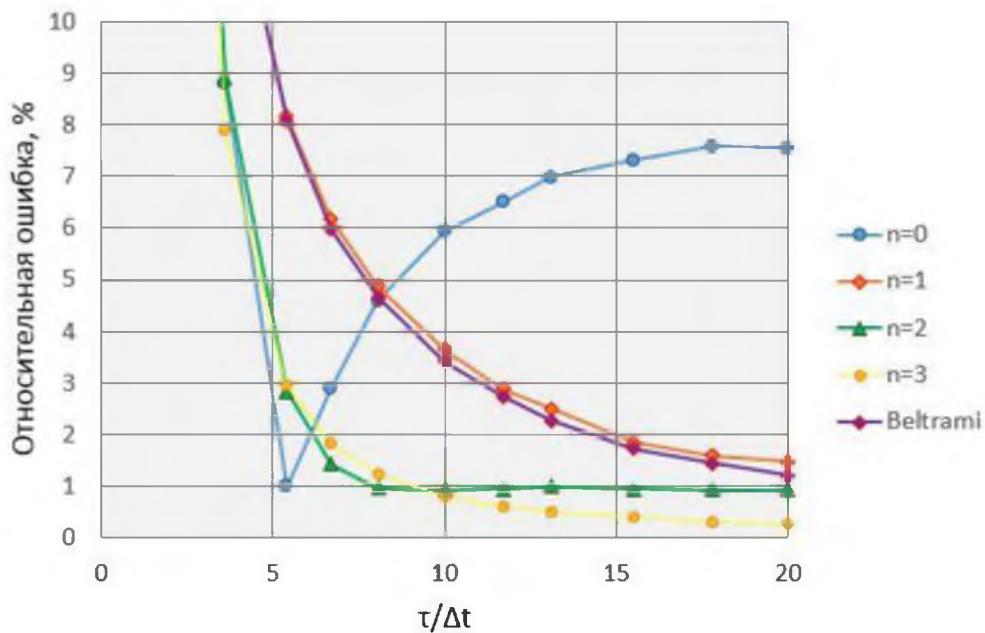


Рисунок 3.5 – Зависимость относительной ошибки аппроксимации теоретической кривой изменения теплового потока от отношения периода колебаний τ к интервалу дискретизации Δt для разных моделей (Горностаева, 2014)

3.3 Экспериментальная проверка алгоритма GST–SHF трансформации

Для экспериментальной проверки алгоритма GST–SHF трансформации на геотермическом полигоне ИГФ УрО РАН в г. Екатеринбург нами был организован температурный мониторинг в приповерхностном слое гранитного щебня (фракция 1–5 мм). Тепловой поток вычислялся двумя способами: 1) на основе измерения температуры почвы на трех различных глубинах с последующим дифференцированием $T(z)$ по глубине и вычислением теплового потока на основе закона Фурье – формула (1.1) (для краткости назовем определенный таким образом тепловой поток *измеренным*); 2) на основе данных только верхнего температурного датчика с помощью разработанного алгоритма трансформации (для краткости назовем этот тепловой поток *вычисленным*). Полученные результаты сравнивались между собой (Горностаева, 2016).

Для того, чтобы установить температурные датчики точно на заданной глубине, датчики были вмонтированы в пластину из оргстекла на расстоянии 1, 2,

4, 8, 16, 24 и 32 см от верхнего края пластины (Рисунок 3.6). Устройство помещалось в грунт таким образом, чтобы верхний край пластины находился на одном уровне с поверхностью.

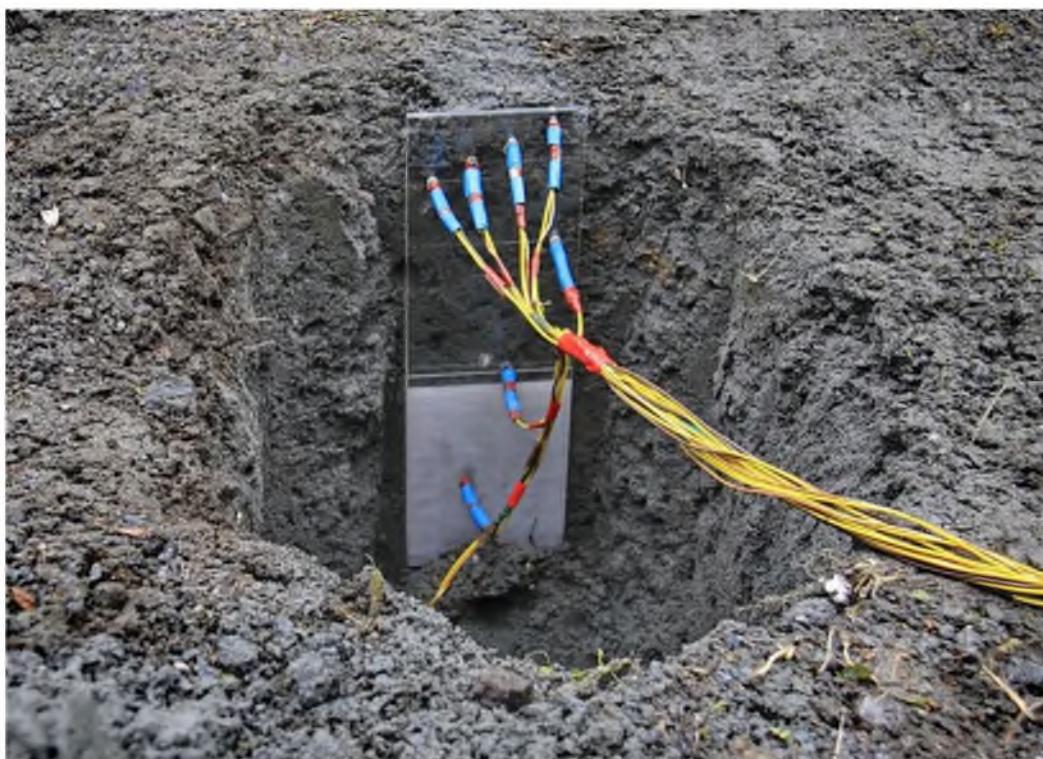


Рисунок 3.6 – Установка для температурного мониторинга в приповерхностном слое почвы, примененная на полигоне ИГФ УрО РАН

Измерения температуры грунта производились с периодичностью 10 минут с 14 июля по 21 сентября 2015 г. (Рисунок 3.7).

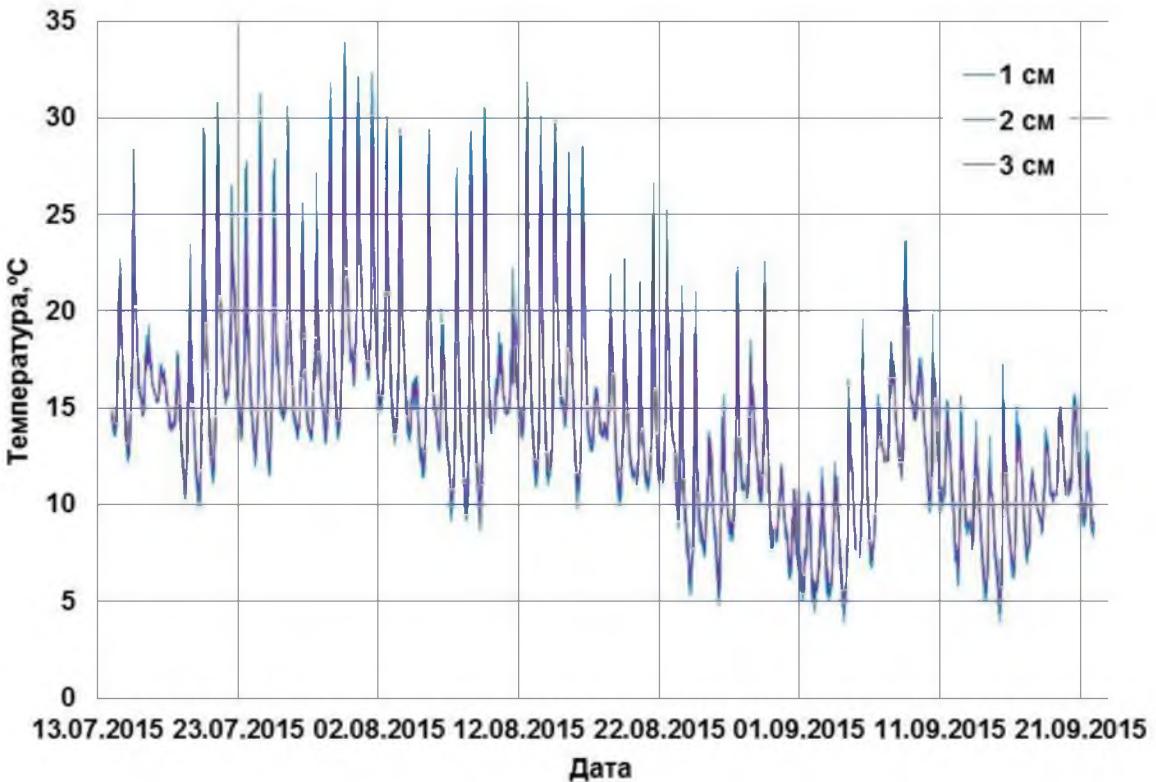


Рисунок 3.7 – Измеренные температуры грунта на глубинах 1, 2 и 3 см в период с 14.07.2015 по 21.09.2015

Для более детальной иллюстрации рассмотрим колебания температуры грунта в первые 16 суток наблюдений (с 14.07.2015 по 29.07.2015). Измеренный тепловой поток вычислялся для глубины 1 см на основе закона Фурье (выражение (1.1)) при температуропроводности $\lambda = 1.0 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$. По измеренному распределению температуры с глубиной $T(z)$ строился интерполяционный многочлен Лагранжа второй степени:

$$T(z) = T_1 \frac{(z - z_2)(z - z_3)}{(z_1 - z_2)(z_1 - z_3)} + T_2 \frac{(z - z_1)(z - z_3)}{(z_2 - z_1)(z_2 - z_3)} + T_3 \frac{(z - z_1)(z - z_2)}{(z_3 - z_1)(z_3 - z_2)}, \quad (3.30)$$

где T_1, T_2, T_3 – измеренные температуры на глубинах 1, 2 и 3 см, соответственно, и z_1, z_2, z_3 – глубины 1, 2 и 3 см. Температурный градиент в верхней точке измерений (1 см) для каждого момента времени рассчитывался с помощью численного дифференцирования построенного многочлена $T(z)$ по трем узлам (1, 2, 3 см) (Ким, Латыпова, Моторина, 2013):

$$\frac{dT(z)}{dz} = T_1 \frac{2z - z_2 - z_3}{h_1(h_1 + h_2)} - T_2 \frac{2z - z_1 - z_3}{h_1 h_2} + T_3 \frac{2z - z_1 - z_2}{h_2(h_1 + h_2)}, \quad (3.31)$$

$$h_1 = z_2 - z_1, \quad h_2 = z_3 - z_2.$$

Измеренные значения температуры и, соответственно, теплового потока представлены на Рисунке 3.8. Вариации теплового потока опережают температурные колебания.

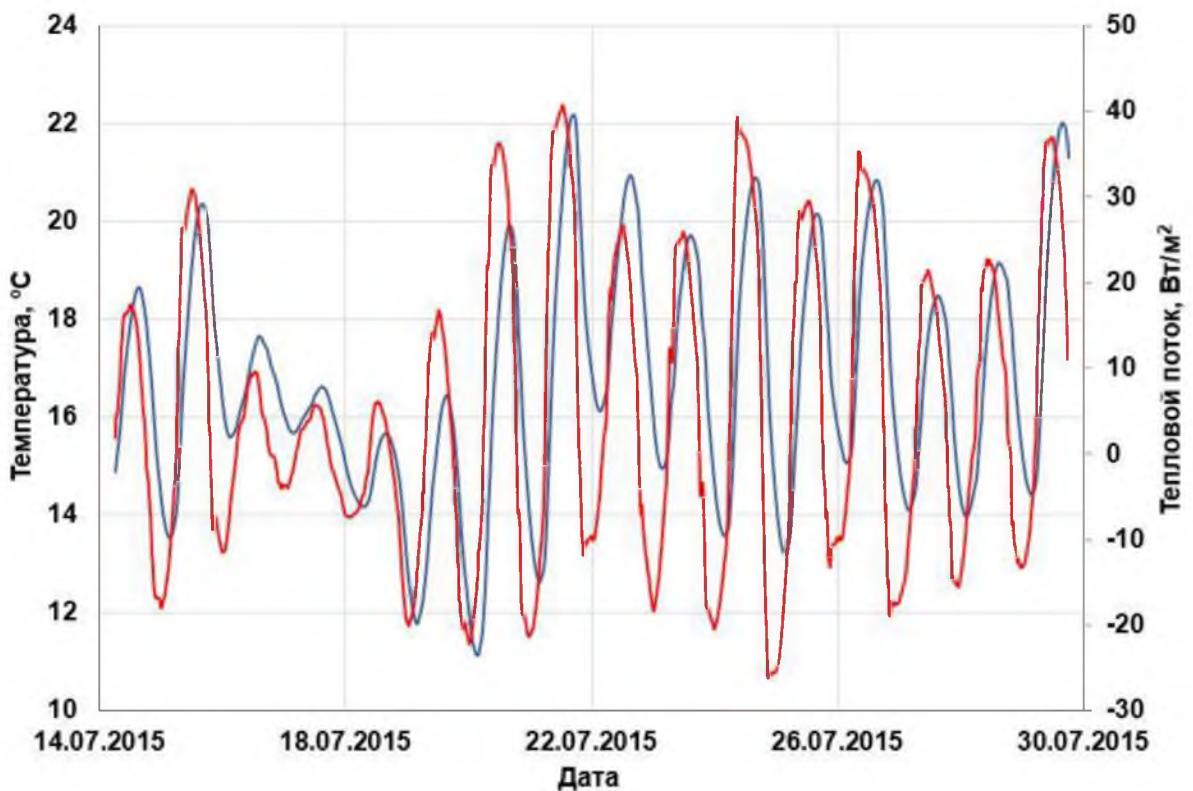
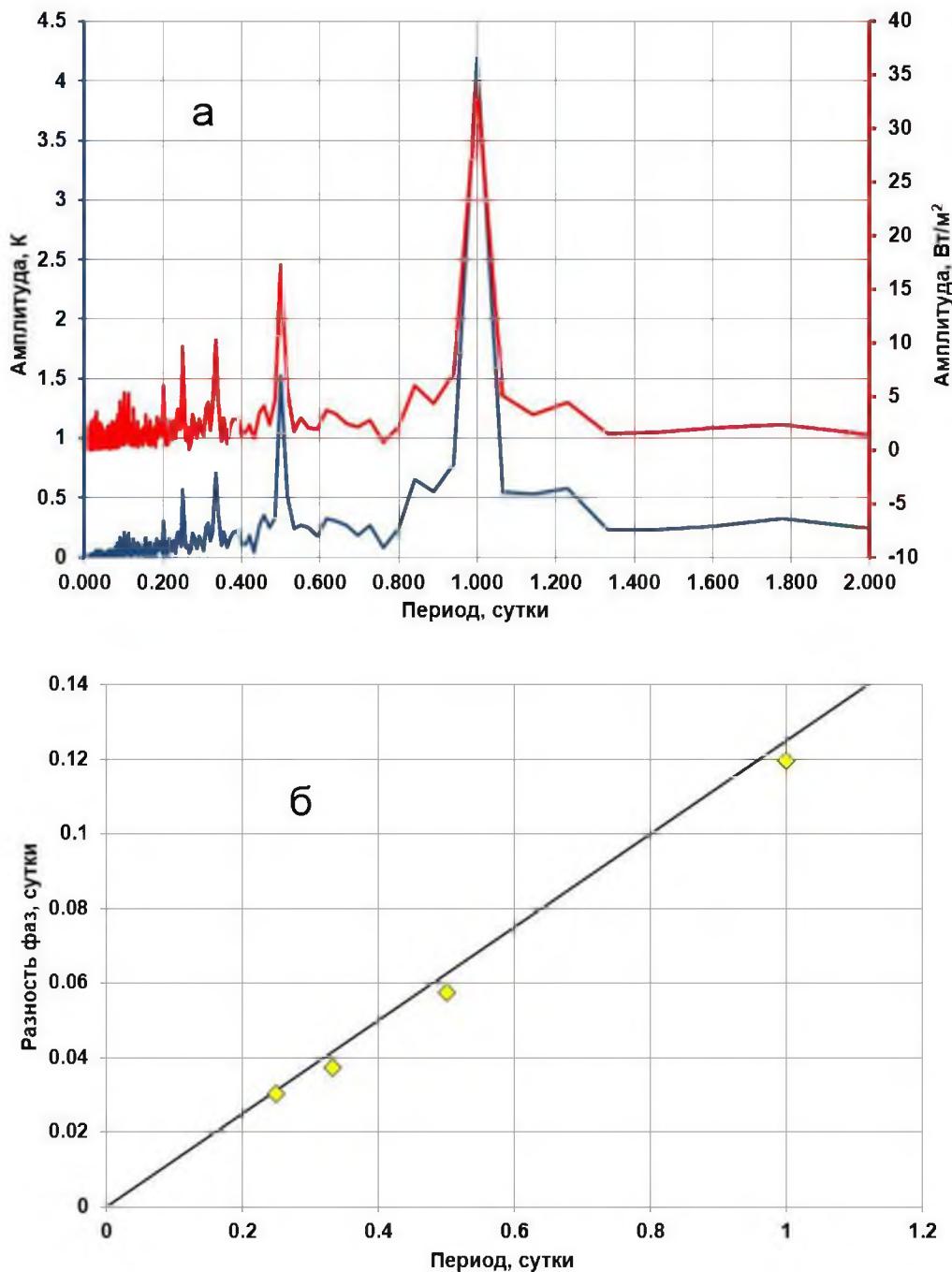


Рисунок 3.8 – Вариации температуры грунта (синяя кривая) и рассчитанные на основе закона Фурье (формула (1.1)) значения теплового потока (красная кривая) на глубине 1 см в период с 14.07.2015 по 29.07.2015, сглаженные в 12-часовом скользящем окне (Горностаева, 2016)

Спектральный анализ рядов температуры и теплового потока выявил несколько основных компонент сигналов с периодом 1, 1/2, 1/3 и 1/4 суток (Рисунок 3.9, а). Для этих компонент разность фаз между изменениями теплового потока и температуры довольно близка к теоретическому значению $\pi/4$ (см. уравнение (3.29)) для гармонического сигнала (Рисунок 3.9, б), однако все же несколько меньше $\pi/4$. Это связано с вертикальным движением поровой влаги (Wang, 2012).



- а) Амплитудный спектр суточных колебаний температуры (синяя кривая) и теплового потока (красная кривая);
 б) Сравнение разности фаз между изменениями теплового потока и температуры (маркеры) с теоретическим значением для гармонического сигнала (черная линия).

Рисунок 3.9 – Спектральный анализ изменений температуры и теплового потока на глубине 1 см за период с 14.07.2015 по 29.07.2015

Тепловой поток, вычисленный с помощью разработанного алгоритма трансформации по формулам (3.24) – (3.26) при значении тепловой активности $E = 1000 \text{ Дж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{К}^{-1}\cdot\text{с}^{-1/2}$, в целом хорошо согласуется с измеренным тепловым потоком (Рисунок 3.10). Отклонение измеренного и вычисленного с помощью алгоритма трансформации значений теплового потока по модулю не превышает $8.5 \text{ Вт}/\text{м}^2$ при общей амплитуде колебаний $\sim 70 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Различия измеренного и вычисленного тепловых потоков, вероятно, является результатом теплофизических неоднородностей почвы, возникающих вследствие ее увлажнения под воздействие осадков.

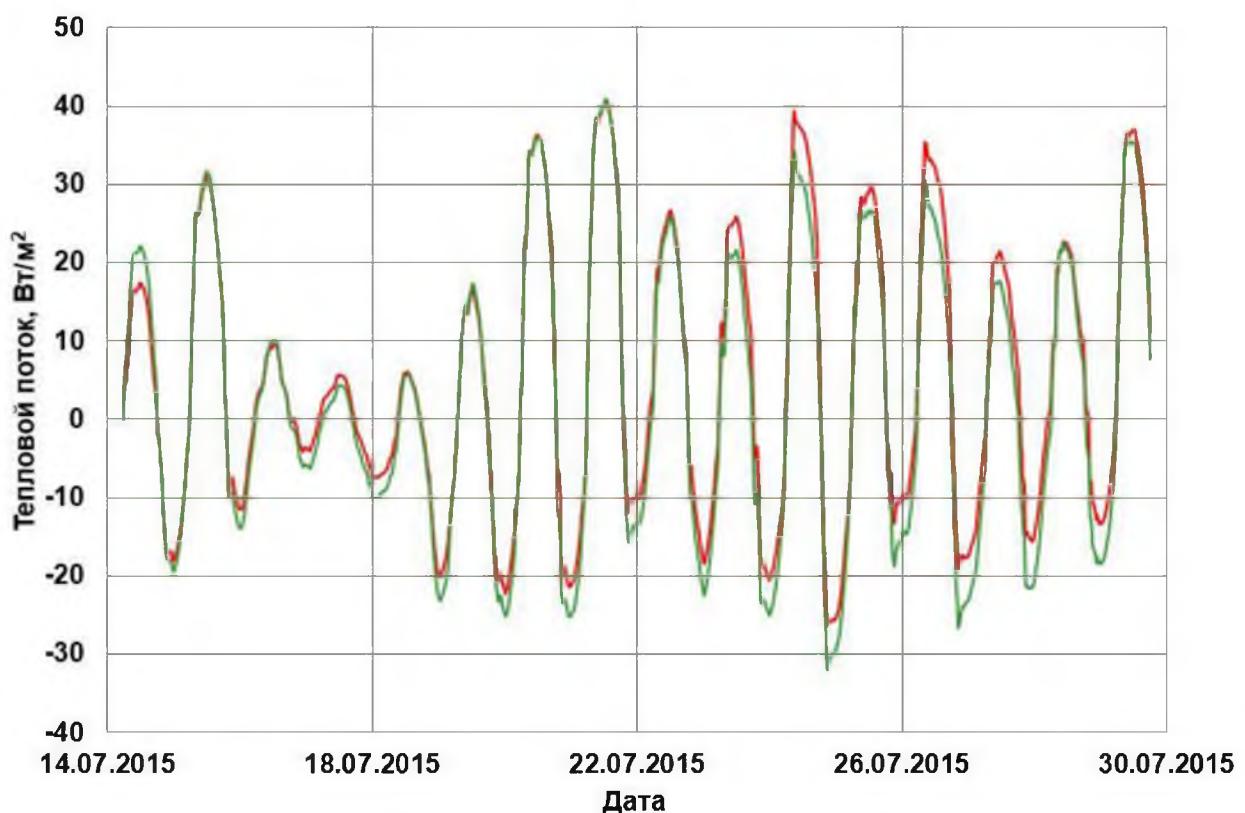


Рисунок 3.10 – Сопоставление теплового потока, вычисленного с помощью закона Фурье (красная кривая), с тепловым потоком, рассчитанным с использованием алгоритма GST–SHF трансформации (формулы (3.24) –(3.26)) (зеленая кривая) (Горностаева, 2016)

Впрочем, корреляция между разностью измеренного и вычисленного тепловых потоков и количеством выпавших осадков не столь очевидна (Рисунок 3.11).

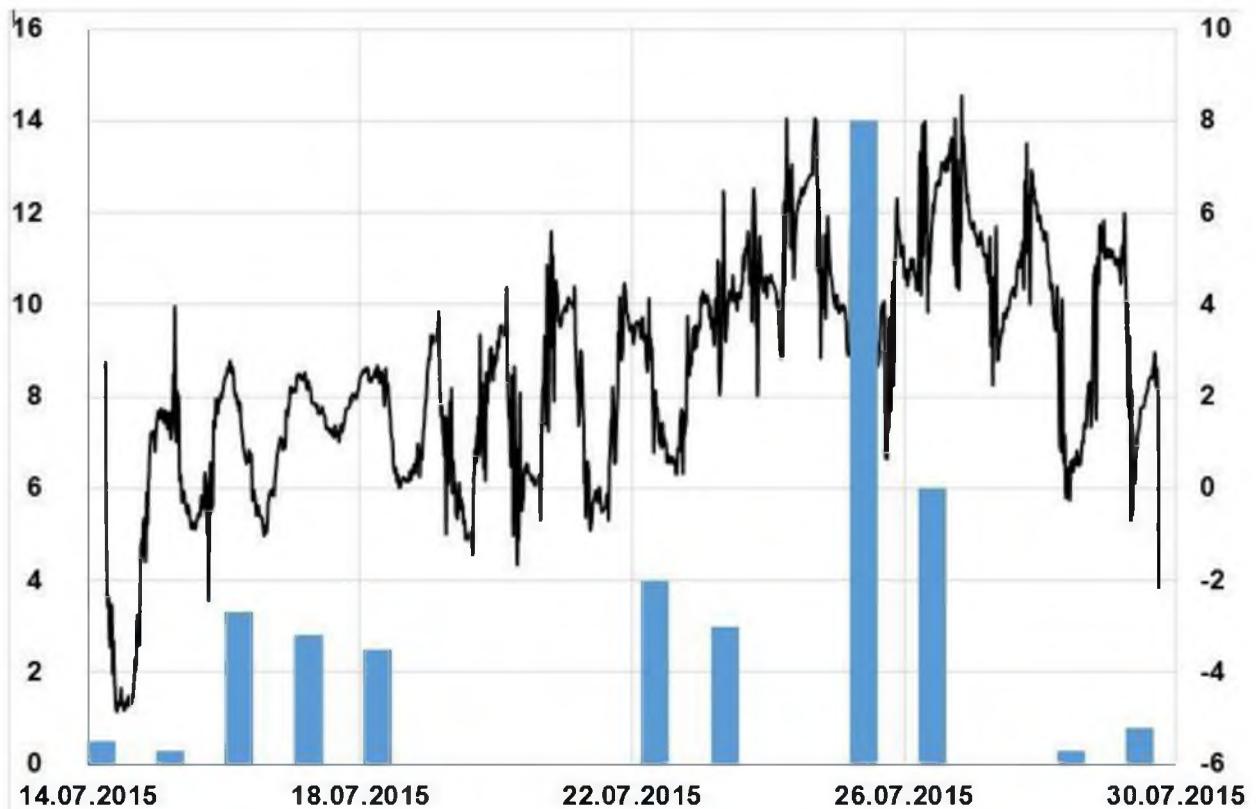


Рисунок 3.11 – Сопоставление разности измеренного и вычисленного с помощью алгоритма GST–SHF трансформации тепловых потоков (черная кривая) и количества выпавших осадков в мм (синяя гистограмма)

Проведенные экспериментальные исследования показали высокую надежность восстановления изменений теплового потока через земную поверхность по температурным данным с использованием предложенного алгоритма трансформации. На точность восстановления теплового потока в суточном цикле, безусловно, влияют меняющиеся метеорологические условия, способствующие изменению тепловых свойств почвы в верхнем активном слое, а также появлению некондуктивных факторов теплопереноса за счет вертикального движения влаги в межпоровом пространстве грунта. Однако даже в таких условиях алгоритм дает оценки теплового потока, довольно близкие к реальным его изменениям.

При проведении палеоклиматических реконструкций мощность исследуемой толщи пород на порядки больше мощности верхнего активного слоя почвы, в котором метеорологический фактор играет существенную роль. Кроме того, в процессе реконструкции происходит усреднение климатических изменений по большим временам. Поэтому можно заключить, что применение алгоритма GST–SHF трансформации позволит реконструировать палеоклиматические вариации теплового потока через земную поверхность с высокой точностью.

Разработанный алгоритм оценки теплового потока по температурной истории может быть использован также при оценке элементов теплового баланса по метеоданным. На метеостанциях температура почвы редко измеряется на нескольких глубинах, что не позволяет напрямую определить тепловой поток по измеренному распределению температур аналогично нашему эксперименту. Однако существует обширная база данных измерений температуры приземного воздуха, связь которой с температурой земной поверхности изучалась многими исследователями. Разработанный алгоритм GST–SHF трансформации позволяет использовать все эти температурные ряды в качестве исходных данных для оценки изменений теплового потока через земную поверхность в суточном, годовом и более длительных циклах. На такую возможность впервые указали американские метеоролиги Дж. Ванг и Р. Брас (Wang and Bras, 1998; 1999), которые провели соответствующие экспериментальные исследования. Наш эксперимент подтвердил их вывод о возможности использования алгоритма GST–SHF трансформации для анализа данных метеонаблюдений.

3.4 Трансформация изменений теплового потока через земную поверхность в температурную историю

При проведении палеоклиматических исследований может быть полезен и обратный алгоритм – преобразование изменений теплового потока в температурную историю. Так, целый ряд косвенных свидетельств палеоклимата (содержание изотопов ^{10}Be в годичных слоях полярных льдов, ^{14}C в древесине и

др.) определяется вариациями интенсивности солнечного излучения (Bard et al., 2000; Steig et al., 1998), в то время как другие источники палеоклиматической информации (например, содержание изотопов $\delta^{18}\text{O}$ и δD в ледовых кернах и глубоководных осадках) отражают вариации глобальной температуры (Цыганова, Саламатин, 2006; Shackleton, 2000; Steig, 2003). Корректное сопоставление таких реконструкций, очевидно, требует их приведения к общему виду – к изменениям температуры либо теплового потока.

Алгоритм оценки палеотемператур по данным об изменении теплового потока через земную поверхность аналогичен процедуре GST–SHF трансформации. Приведем расчетные формулы для нахождения палеотемператур.

Общая формула нахождения значения температуры земной поверхности T_i по тепловой истории $q(0, t)$, заданной в виде ряда значений теплового потока на концах равных временных интервалов Δt :

$$\begin{aligned} q_0 &= 0, \quad M_1 = q_1, \\ M_i &= q_i - \sum_{j=1}^{i-1} M_j (i-j+1)^{\frac{n-1}{2}}, \\ T_i &= T_0 + \frac{1}{k(n)} \sum_{j=1}^i M_j (i-j+1)^{\frac{n}{2}}, \end{aligned} \tag{3.32}$$

где M_i – элементарное (без учета предыдущей тепловой истории) изменение теплового потока на i -м интервале.

Среднее приращение температуры на интервале Δt :

$$\bar{T} = \frac{2}{n+2} T. \tag{3.33}$$

Среднее значение температуры на интервале $\{i-1; i\}$:

$$\langle T_i \rangle = T_{i-1} + \frac{2}{n+2} (T_i - T_{i-1}). \tag{3.34}$$

Таблица 3.2 обобщает формулы нахождения значений температуры на конце i -го временного интервала для разных моделей аппроксимации исходной тепловой истории n .

Таблица 3.2 – Алгоритм нахождения значений температуры земной поверхности по тепловой истории, оцифрованной через равные промежутки времени Δt

	$n = 0$	$n = 1$	$n = 2$	$n = 3$
$k(n)$	$= \frac{E}{\sqrt{\pi \Delta t}}$	$= \frac{\sqrt{\pi}}{2} \frac{E}{\sqrt{\Delta t}}$	$= \frac{2E}{\sqrt{\pi \Delta t}}$	$= \frac{3\sqrt{\pi}}{4} \frac{E}{\sqrt{\Delta t}}$
M_i	$= q_i - \sum_{j=1}^{i-1} M_j (i-j+1)^{-\frac{1}{2}}$	$= q_i - \sum_{j=1}^{i-1} M_j$	$= q_i - \sum_{j=1}^{i-1} M_j \times$ $\times \sqrt{i-j+1}$	$= q_i - \sum_{j=1}^{i-1} M_j \times$ $\times (i-j+1)$
T_i	$= T_0 + \frac{1}{k(n)} \sum_{j=1}^i M_j$	$= T_0 + \frac{1}{k(n)} \times$ $\times \sum_{j=1}^i M_j \sqrt{i-j+1}$	$= T_0 + \frac{1}{k(n)} \times$ $\times \sum_{j=1}^i M_j (i-j+1)$	$= T_0 + \frac{1}{k(n)} \times$ $\times \sum_{j=1}^i M_j (i-j+1)^{\frac{3}{2}}$
$\langle T_i \rangle$	$= T_i$	$= T_{i-1} + \frac{2}{3} (T_i - T_{i-1})$	$= T_{i-1} + \frac{1}{2} (T_i - T_{i-1})$	$= T_{i-1} + \frac{2}{5} (T_i - T_{i-1})$

Алгоритмы прямой и обратной трансформации температуры и теплового потока были реализованы в виде блоков компьютерной программы PaleoTHF (Антипин, Горностаева, 2015).

ГЛАВА 4. МЕТОДИКА ОРБИТАЛЬНОЙ КОРРЕКТИРОВКИ ВРЕМЕННЫХ ШКАЛ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ПАЛЕОКЛИМАТА

Одним из основных недостатков геотермического метода реконструкции палеоклиматов является слабая точность датировки реконструированных эпизодов климатической истории. Временная привязка в данном методе определяется скоростью распространения тепловых волн в геологической среде, зависящей от значения температуропроводности пород. В реальной среде эта скорость может отличаться от той, что рассчитана с помощью коэффициента температуропроводности, определенного по лабораторным образцам. Это связано с присутствием ряда некондуктивных факторов теплопереноса, таких как замерзание и оттаивание поровой влаги, фильтрация подземных вод. В связи с этим временная шкала геотермических палеоклиматических реконструкций можетискажаться (Горностаева, Антипов, 2014; 2015).

Следует отметить, что проблема получения точных датировок реконструируемых климатических событий в той или иной мере свойственна многим методам реконструкции палеоклиматов. Неоднозначность палеоклиматических хронологий, восстановленных на основе анализа косвенных свидетельств климатических изменений (пыльца растений, донные отложения, изотопы ледовых кернов и пр.), зачастую обусловлена различными природными процессами, влияющими на скорость накопления индикатора, а также особенностями самого индикатора (Волков, Тартаковский, 2009; Методы палеогеографических реконструкций, 2007; Сидорова и др., 2007; Fudge et al., 2014).

Одним из методов уточнения палеоклиматических хронологий является, так называемая, методика орбитальной подгонки (*orbital tuning*) (Bender, 2002; Martinson et al., 1987; Parrenin et al., 2007; Shackleton, 2000). Суть ее заключается в синхронизации изотопно-кислородных палеотемпературных хронологий с орбитальными инсоляционными кривыми в предположении о том, что главным фактором изменений температуры земной поверхности являлось внешнее

радиационное воздействие (Dreyfus et al., 2007; Martinson et al., 1987). Однако в реальности температурная реакция на изменение потока приходящего к поверхности тепла всегда происходит с некоторой задержкой (Demezhko, Gornostaeva, 2015b; Demezhko et al., 2013; Douglass, Knox, 2012; Peixoto, Oort, 1984; Pielke, 2003), которую не всегда можно определить и учесть при орбитальной подгонке, что вносит соответствующую погрешность в получаемую хронологию.

Реконструкция изменений теплового потока через земную поверхность по геотермическим данным открывает перспективу более корректного применения методики орбитальной подгонки. Так как тепловой поток является энергетической характеристикой, его можно непосредственно сравнивать с изменением инсоляции, полагая, что временной сдвиг между ними отсутствует. Это позволяет корректировать временную шкалу геотермических реконструкций путем синхронизации тепловых историй с орбитальными инсоляционными кривыми аналогично процедуре орбитальной подгонки. При этом одновременно меняется и хронология температурной реконструкции, а также вносится необходимый сдвиг между внешним тепловым воздействием и температурной реакцией на него.

Синхронизация сводится к совмещению кривых теплового потока и инсоляции путем варьирования коэффициента температуропроводности от исходного. Критерием оптимального совмещения является максимальное значение взаимной корреляционной функции кривых, характеризующее искомую степень растяжения либо сжатия временной шкалы SHF и связанной с ней шкалы температур (Горностаева, Антипин, 2014; 2015).

В общем виде предлагаемый алгоритм корректировки можно представить следующим образом.

1. На первом этапе производится реконструкция историй изменения температуры и теплового потока по скважинной термограмме для некоторого исходного значения температуропроводности (например, $a = 1 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$). Тепловой поток рассчитывается непосредственно по реконструированной температурной истории с использованием предложенного нами алгоритма (Горностаева, 2014), описанного в главе 3.

2. Прямое сопоставление кривых изменения SHF и инсоляции не вполне корректно: временное разрешение инсоляционной кривой постоянно, а разрешение SHF падает по мере удаления в прошлое. Поэтому для приведения инсоляционной кривой к общему виду с кривой изменения теплового потока необходимо сгладить ее в скользящих окнах переменной ширины (Демежко, Соломина, 2009). Формула осреднения инсоляционной кривой, оцифрованной через равные промежутки времени Δt , выглядит следующим образом:

$$\Delta I_i^s = \sum_{j=i-k(i)}^{i+k(i)} \Delta I_j / (2k(i)+1), \quad k(i) = \lceil i/3 \rceil, \quad (4.1)$$

где $\lceil x \rceil$ обозначает операцию округления до ближайшего большего целого.

3. Так как изменение температуропроводности сжимает или растягивает временную шкалу относительно момента получения термограммы, удобно перевести реконструированные ряды GST, SHF и ряд осредненных значений инсоляции в логарифмическую шкалу. Тогда совмещение можно осуществить простым сдвигом кривой SHF относительно ряда значений инсоляции.

4. Затем выполняется построение взаимной корреляционной функции между кривыми изменения SHF и инсоляции, по максимуму которой оценивается оптимальное значение температуропроводности и, соответственно, необходимая степень растяжения или сжатия временной шкалы от принятой за исходную. После этого производится трансформация временных шкал реконструированных изменений температуры и теплового потока.

Процедура корректировки временных шкал геотермических палеоклиматических реконструкций была реализована в виде блока компьютерной программы PaleoTHF (Антипин, Горностаева, 2015).

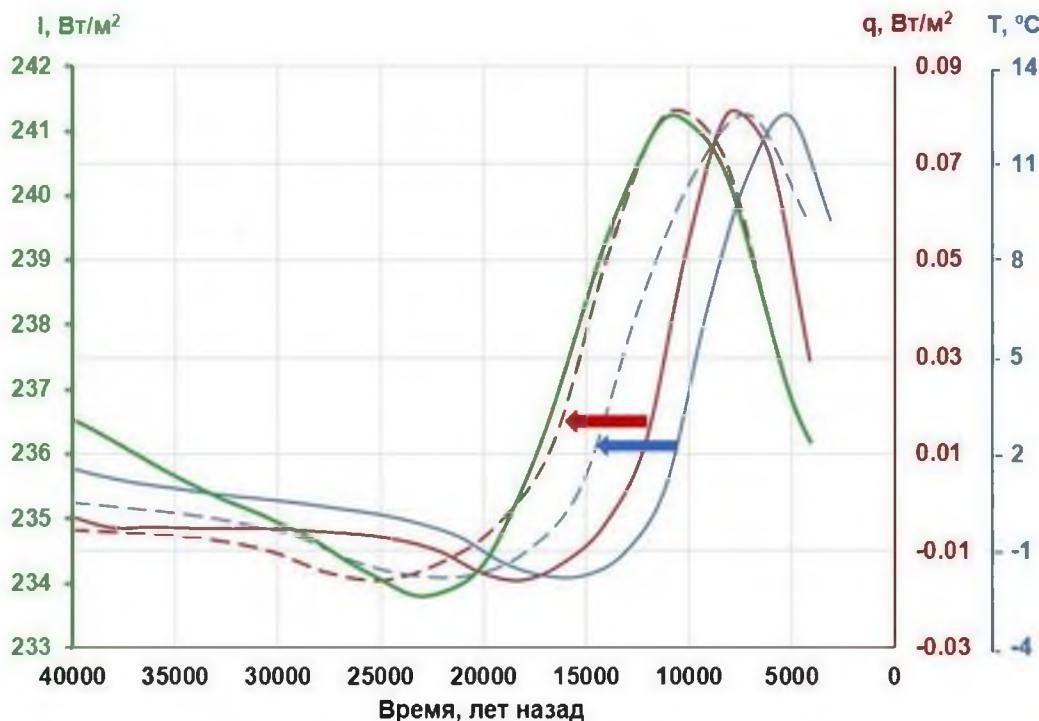
Рассмотрим применение методики орбитальной корректировки временных шкал геотермических реконструкций палеоклимата на синтетическом примере. Для примера была синтезирована GST история, приблизительно соответствующая хронологии климатических изменений за последние 40 000 лет и включающая плейстоцен/голоценовое потепление, климатический оптимум голоцена и последующее похолодание (Рисунок 4.1). Реконструированные по данной

температурной истории изменения теплового потока сопоставлялись с изменениями инсоляции I на широте 60° с. ш. (Berger, Loutre, 1991). Априорное значение температуропроводности было принято равным $a = 1 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$. Максимум взаимной корреляционной функции $R = 0.98$ достигается при сдвиге кривой изменений SHF на логарифмической шкале $\Delta \ln(t) = 0.317$ относительно инсоляционной кривой I (Рисунок 4.2), т.е. при сжатии исходной временной шкалы (увеличении дат) в 1.37 раз (соответствующее значение температуропроводности $a = 0.73 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$).

Применение разработанной методики к реальным примерам геотермических реконструкций палеоклимата будет описано в главе 5.

Предложенный нами алгоритм орбитальной корректировки временных шкал геотермических реконструкций палеоклимата имеет существенное преимущество по сравнению с каноническим применением методики орбитальной подгонки: для синхронизации производится сопоставление двух энергетических параметров (потоков тепла), за счет чего автоматически вносится необходимый сдвиг между внешним тепловым воздействием и температурной реакцией на него.

Отметим, что в качестве энергетического параметра для синхронизации с тепловым потоком может выступать не только инсоляция, но и любая другая характеристика внешнего радиационного воздействия, среди которых солнечная активность, парниковый эффект, содержание вулканических сульфатов в атмосфере и другие факторы в зависимости от масштаба реконструируемых палеоклиматических историй.



Сплошные линии – GST (синяя) и SHF (красная), соответственно, реконструированные при $a = 1 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ ($E = 2500 \text{ Дж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{К}^{-1} \cdot \text{с}^{-1/2}$); штриховые линии – GST (синяя) и SHF (красная), соответственно, после процедуры синхронизации для оптимального $a = 0.73 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$; зеленая кривая – изменение инсоляции I на широте 60° с. ш. (Berger, Loutre, 1991).

Рисунок 4.1 – Корректировка временной шкалы геотермических реконструкций палеоклимата на синтетическом примере.

Предложенная методика наиболее применима к реконструкциям долговременных климатических изменений – порядка тысяч/десятков тысяч лет. Этот временной масштаб обеспечен надежными, теоретически рассчитанными данными об изменении инсоляции, обусловленными вариациями параметров земной орбиты. Другие свидетельства – тоже реконструкции, а значит, тоже имеют погрешности.

При исследовании пространственно-временных неоднородностей климатических изменений орбитальная корректировка применяться не может, поскольку она неизбежно приведет к унификации всех имеющихся температурных историй и осреднению временных неоднородностей климатических изменений.

Кроме того, разработанный алгоритм уточнения геотермических хронологий следует использовать с осторожностью при анализе палеоклиматических реконструкций в районах древнейших оледенений, где предположение о мгновенной реакции теплового поля на изменение потока внешней радиации весьма неочевидно. В таких случаях для верификации полученных палеохронологий необходимо привлекать дополнительные источники информации о динамике дегляциации, либо иные косвенные свидетельства и маркеры для временной привязки восстановленных климатических событий.

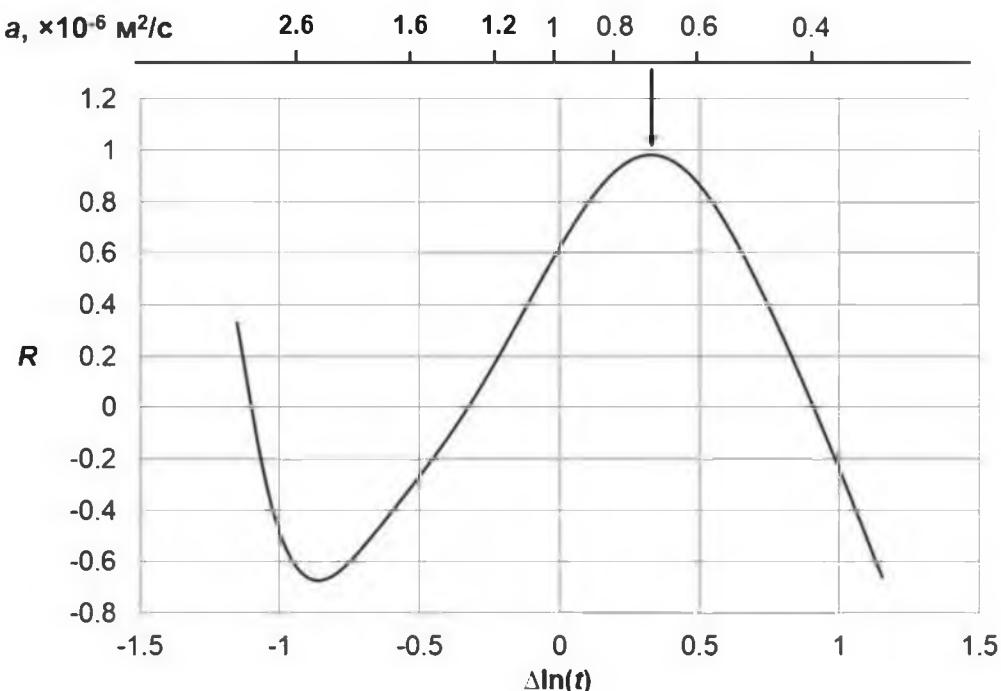


Рисунок 4.2 – Пример зависимости коэффициента взаимной корреляции R между тепловым потоком и инсоляцией от величины сдвига $\Delta \ln(t)$ кривой SHF на логарифмической временной шкале. Вверху – соответствующая шкала изменения эффективной температуропроводности a

ГЛАВА 5. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА ЧЕРЕЗ ЗЕМНУЮ ПОВЕРХНОСТЬ И ИХ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Используя разработанный алгоритм реконструкции изменений теплового потока через земную поверхность по имеющимся температурным историям (Горностаева, 2014), описанный в главе 3, были получены палеоклиматические реконструкции теплового потока в трех районах: на Урале, в Карелии и в провинции Альберта (Канада). Длительность имеющихся для этих районов температурных историй позволила восстановить вариации теплового потока за последние 30 000, 1000 и 150 лет. Каждый из этих временных интервалов содержит важную информацию о тех или иных событиях в истории изменения климата Земли. Интервал последних 30 000 лет включает период глобальной климатической перестройки на границе плейстоцена и голоцена, когда последняя ледниковая эпоха около 10 000 лет назад сменилась современным межледниковьем. В период максимума последнего оледенения районы Карелии и Канады были покрыты мощными ледниками щитами (Скандинавским и Лаврентийским, соответственно). По этой причине полученные в этих регионах реконструкции теплового потока содержат информацию о тепловом режиме в основании плейстоценовых ледников. Последнее тысячелетие включает такие важные климатические события, как средневековый теплый период и малый ледниковый период. Актуальность изучения климата последнего столетия не вызывает сомнений в связи с возросшей в индустриальную эпоху антропогенной нагрузкой. Возможность реконструкции долговременных изменений климатически обусловленного теплового потока позволила оценить основные факторы, определяющие поведение климатической системы Земли на разных временных интервалах.

5.1. Урал

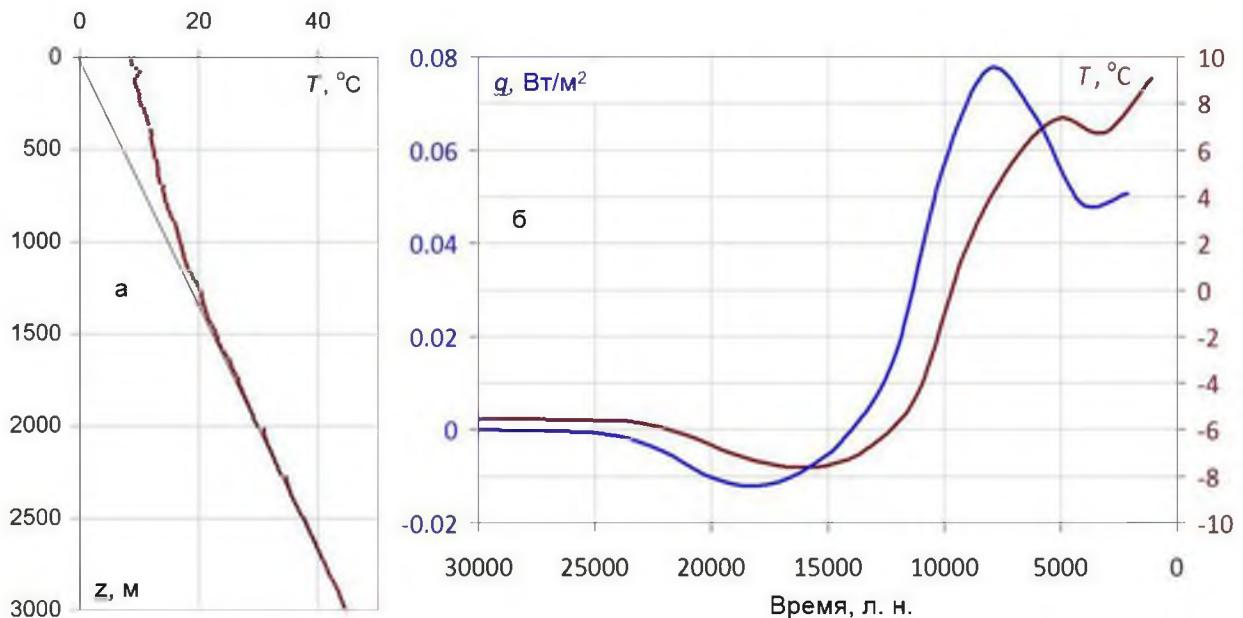
Первым районом исследований стал Средний и Южный Урал. Для реконструкции SHF в качестве входных данных использовались ранее полученные на Урале GST истории, а также метеорологические данные об изменениях температуры приземного воздуха. Длительность температурных историй позволила восстановить вариации теплового потока за последние 30 000 (Demezhko, Gornostaeva, 2015a; 2015b; Демежко, Горностаева, 2014a; 2014б), 1000 и 150 лет (Демежко, Горностаева, 2014a; 2015b).

Период 30 000 – 2000 лет назад

Температурная история земной поверхности на Урале за этот период была реконструирована на основе данных термометрии Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 – Рисунок 5.1,а (Demezhko, Shchapov, 2001). Расчет истории изменения теплового потока проводился с помощью разработанного нами алгоритма GST–SHF трансформации (см. главу 3). Реконструированная тепловая и исходная температурная истории существенно различаются (Рисунок 5.1,б). Изменения теплового потока предшествуют температурным изменениям на поверхности, в нашем случае, примерно на 2–3 тысячи лет. Тепловой поток достигает максимальных значений ($0.075\text{--}0.080 \text{ Вт}/\text{м}^2$) около 8 тысяч лет назад, после чего – уменьшается.

Изменения теплового потока через земную поверхность (по крайней мере, ранее 4 тысяч лет назад) схожи с вариациями среднегодовой инсоляции /Северного полушария, обусловленными вариациями параметров земной орбиты – эксцентриситета, наклона земной оси к плоскости эклиптики и прецессии земной оси (Berger, Loutre, 1991) – Рисунок 5.2,а. Однако наблюдается некоторое отставание кривой изменения теплового потока относительно инсоляционной кривой. Наблюдаемый сдвиг можно объяснить несколькими причинами: 1) влиянием инерционных факторов климата, транслирующих внешние радиационные воздействия с задержкой; 2) ошибками временной шкалы исходной

температурной истории, связанными с переоценкой коэффициента температуропроводности пород. В этой связи мы применили к полученным реконструкциям методику орбитальной корректировки (Горностаева, Антипин, 2014; 2015), описанную в главе 4.

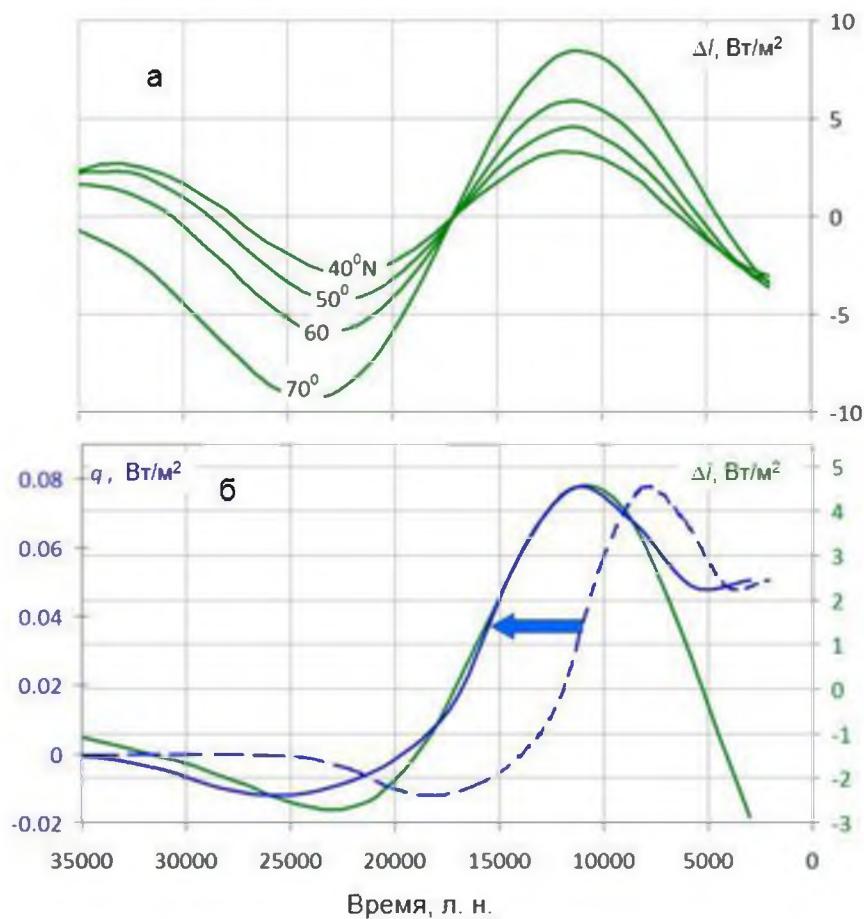


- а) Термограмма (красные маркеры), измеренная в скважине СГ-4 и использованная для реконструкции температурной истории земной поверхности (Demezhko, Shchapov, 2001);
- б) Температурная история $T(t)$ ($a = 1.0 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, красная линия – Demezhko, Shchapov, 2001) и реконструированные с помощью алгоритма GST–SHF трансформации (см. главу 3) изменения теплового потока $q(t)$ ($E = 2500 \text{ Дж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{К}^{-1}\cdot\text{с}^{-1/2}$, синяя линия)

Рисунок 5.1 – Исходные данные и реконструированный на Урале за последние 30 000 лет тепловой поток (Демежко, Горностаева, 2014a; Demezhko, Gornostaeva, 2015b)

Сглаженная в соответствии с (4.1) инсоляционная кривая для 60° с.ш. приведена на Рисунке 5.2,б. Максимальная корреляция между изменениями SHF и инсоляции в интервале 30 – 6 тыс. л.н. $R = 0.98$ достигается при увеличении датировок кривой SHF в 1.4 раза, что соответствует уменьшению во столько же раз

температурапроводности: от $a = 1.0 \cdot 10^{-6}$ м²/с до $0.71 \cdot 10^{-6}$ м²/с (Рисунок 5.2,б). При этом кривая SHF сдвигается дальше в прошлое.



а) Изменение среднегодовой инсоляции $\Delta I(t)$ на широтах $40 - 70^{\circ}$ с.ш. (Berger, Loute, 1991).

б) Зеленая линия – кривая изменения среднегодовой инсоляции на широте 60° с.ш., сглаженная в скользящих окнах переменной ширины в соответствии с (4.1); синяя штриховая линия – исходная история изменения теплового потока $q(t)$, реконструированная при $a = 1.0 \cdot 10^{-6}$ м²/с; синяя сплошная линия – скорректированная с помощью методики орбитальной подгонки (см. главу 4) история изменения теплового потока $q(t)$ ($a = 0.71 \cdot 10^{-6}$ м²/с).

Рисунок 5.2 – Сопоставление изменений теплового потока через земную поверхность $q(t)$ с вариациями инсоляции в Северном полушарии, обусловленными изменениями параметров земной орбиты (Демежко, Горностаева, 2014а; Demezhko, Gornostaeva, 2015б)

Отношение амплитуд изменений теплового потока и инсоляции составляет $\Delta q(0, t)/\Delta I = 1.3\%$. Таким образом, лишь немногим более 1% дополнительного теплового потока, обусловленного орбитальными факторами, пошло на изменение теплосодержания верхней части литосферы.

Количественно оценить изменение теплосодержания верхней части литосферы за рассматриваемый период можно, приняв значение SHF ранее 30 тыс. л.н. равным $0 \text{ Вт}/\text{м}^2$ и интегрируя реконструированную историю изменения SHF по времени. В период 30 – 15 тыс. л.н. общий тепловой баланс был отрицательным. Изменение теплосодержания на данном временном интервале составило $-0.35 \cdot 10^{10} \text{ Дж}/\text{м}^2$. В период 20 – 6 тысяч лет назад теплосодержание пород на Урале увеличилось на $2.64 \cdot 10^{10} \text{ Дж}/\text{м}^2$. Эта величина характеризует дополнительное количество тепла, адсорбированного в столбе породы поперечным сечением 1 м^2 , ограниченном по вертикали глубиной распространения аномалии плейстоцен/голоценового потепления – приблизительно 2 км.

Помимо орбитальных факторов изменения климата, значительную роль в плейстоцен-голоценовом потеплении мог играть парниковый эффект, обусловленный увеличением двуокиси углерода в атмосфере. Роль CO₂ в последнем глобальном климатическом сдвиге сейчас активно обсуждается (см. Shakun et al., 2012 и ссылки в этой работе). Обычно данные об изменениях CO₂ во время последней дегляциации сопоставляют с глобальными или полушарными температурами, чтобы оценить причинно-следственные связи между этими факторами. Если рост CO₂ предшествует росту температур – делается вывод о причинном характере парникового эффекта в глобальном потеплении. Напротив, первичность повышения температуры относительно роста CO₂ указывает на пассивную роль двуокиси углерода в потеплении. На наш взгляд, выводы, которые делают из подобных сравнений, весьма ненадежны, т.к. существует большая неопределенность в оценках содержаний двуокиси углерода, а также возраста льда и содержащегося в нем газа, даже в пределах Антарктиды (Рисунок 5.3). Кроме того, как уже отмечалось в предыдущих разделах, корректное сопоставление любых радиационных факторов (в нашем случае – концентраций CO₂) возможно

только с тепловым потоком, но не с температурой. На Рисунке 5.3 приведены геотермические реконструкции изменений температуры и теплового потока по скважине СГ-4 совместно с данными об изменениях содержания двуокиси углерода в антарктических ледовых кернах (Blunier et al., 1998; Indermühle et al., 1999; Indermühle et al., 1999b; Smith et al., 1999; Barnola et al., 2003; Pedro et al., 2012). Несмотря на существенный разброс оценок CO_2 , характер и хронология изменений двуокиси углерода гораздо ближе к изменениям температуры, нежели к изменениям теплового потока. Это может означать отсутствие значимого вклада двуокиси углерода в климатически обусловленный тепловой поток. В этой связи можно заключить, что парниковый эффект не сыграл значимой роли в плейстоцен/голоценовом потеплении.

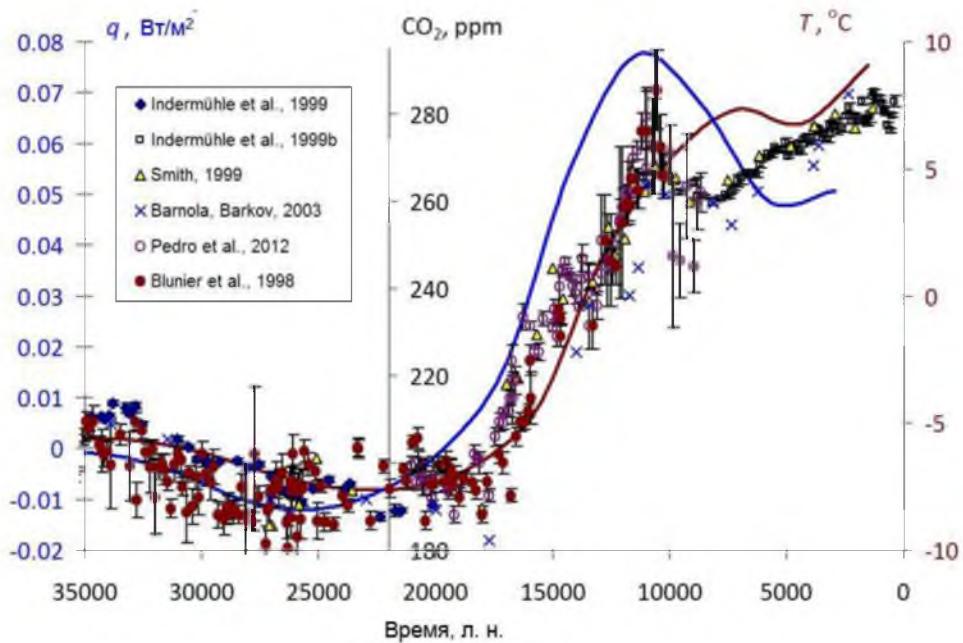


Рисунок 5.3 – Сопоставление изменений температуры земной поверхности $T(0,t)$ – коричневая кривая, теплового потока $q(0,t)$ – синяя кривая, и содержаний двуокиси углерода в антарктическом ледовом керне – разноцветные маркеры (Демежко, Горностаева, 2014а; Demezhko, Gornostaeva, 2015б)

Последнее тысячелетие

Для оценки истории изменений теплового потока за последнее тысячелетие была использована ранее полученная обобщенная температурная история,

основанная на анализе 49 термограмм, записанных на Среднем и Южном Урале ($51\text{--}59^\circ$ с.ш., $58\text{--}61^\circ$ в.д. – Демежко и др., 2005; Demezhko, Golovanova, 2007). Температурная история и рассчитанная с помощью алгоритма GST–SHF трансформации тепловая история Среднего и Южного Урала приведены на Рисунке 5.4. Значение коэффициента температуропроводности при расчетах было принято равным $a = 1.0 \cdot 10^{-6}$ м²/с. Как и в предыдущем примере, изменения теплового потока опережают температурные вариации, в данном случае, на 75–150 лет. В XIII–XVI веках тепловой поток уменьшается, достигая минимума примерно в 1600 г., а с начала XVIII века наблюдается его резкий рост. При этом теплый период Средневековья (1100 – 1200 гг.) в истории изменений потока выражен не столь заметно, как в температурной истории: максимальное значение теплового потока в Средние века существенно ниже современных оценок, в то время как средневековые температуры несколько выше современных.

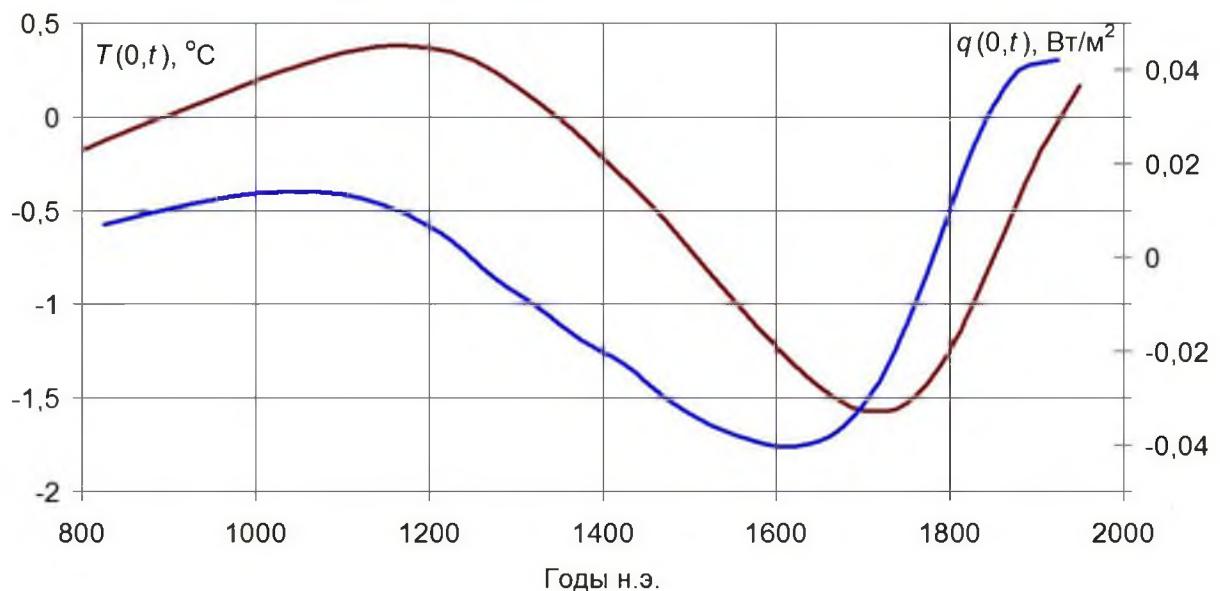
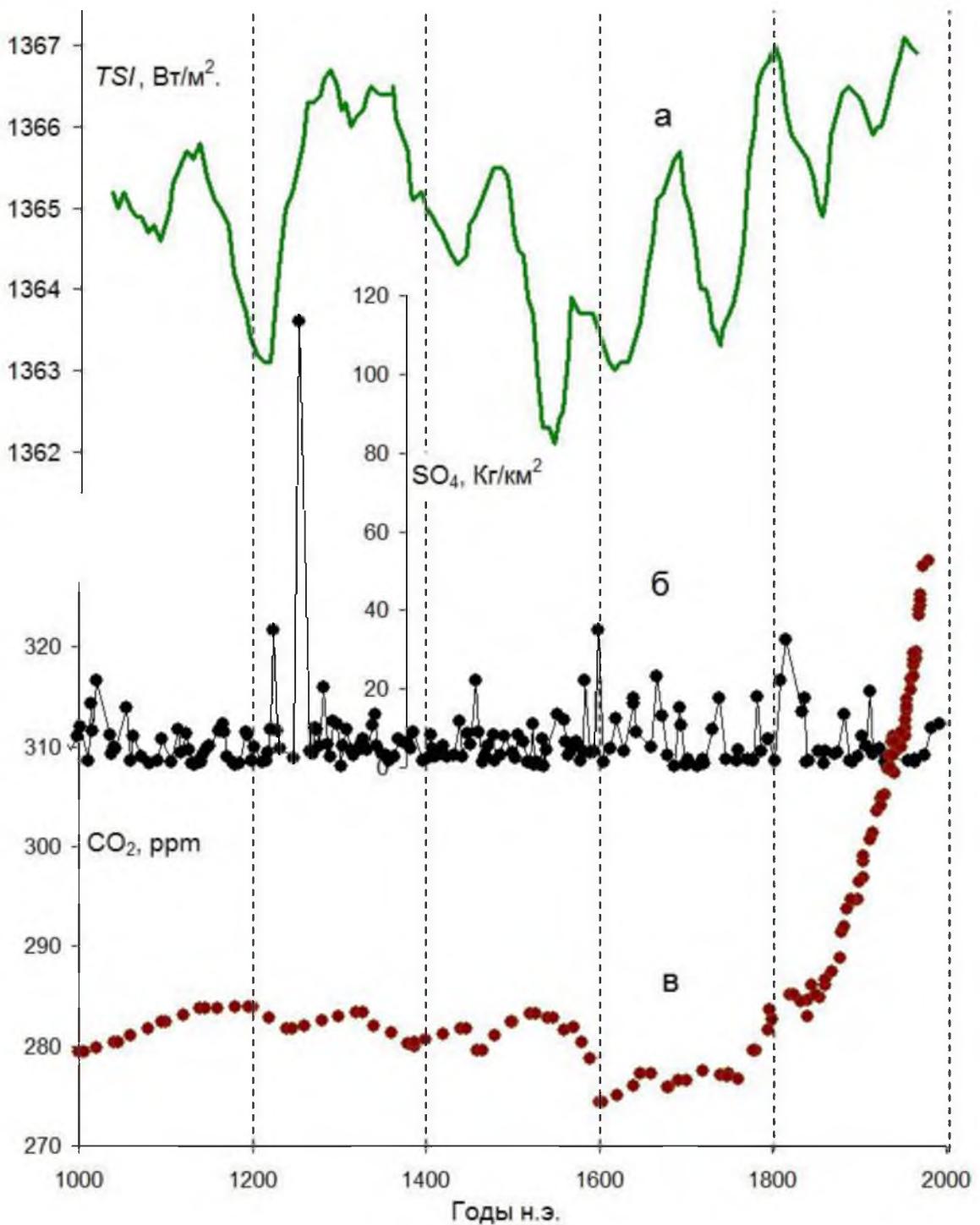


Рисунок 5.4 – Обобщенная температурная история для Среднего и Южного Урала $T(0, t)$ (Демежко и др., 2005; Demezhko, Golovanova, 2007) – коричневая кривая – и реконструированный тепловой поток $q(0, t)$ ($a = 1.0 \cdot 10^{-6}$ м²/с, $E = 2500$ Дж·м⁻²·К⁻¹·с^{-1/2}) – синяя кривая (Демежко, Горностаева, 2014а; Demezhko, Gornostaeva, 2015б)

Реконструированные изменения теплового потока могут быть обусловлены различными радиационными факторами. При анализе климата последнего тысячелетия наиболее существенными характеристиками могут считаться солнечная радиация, парниковый эффект и вулканическая активность (Crowley, 2000; Servonnat et al., 2010).

За последнее тысячелетие параметры земной орбиты менялись незначительно, поэтому величину инсоляции Земли можно считать постоянной. Вследствие этого в качестве характеристики солнечного радиационного воздействия для сопоставления с тепловым потоком была выбрана плотность потока радиации на верхней границе атмосферы (TSI – total solar irradiance), значение которой зависит от солнечной активности и не связано с положением Земли на орбите. В работе были использованы данные об изменении TSI, полученные на основе изучения концентрации изотопа ^{10}Be в антарктических ледниковых кернах (Bard et al., 2000). Антарктические и гренландские ледниковые керны послужили также источником информации о содержании в атмосфере двуокиси углерода и вулканических сульфатов, характеризующих величину парникового эффекта и вулканическую активность последнего тысячелетия (Etheridge et al., 1998; Crowley, Unterman, 2012). TSI (Рисунок 5.5,а) обнаруживает примерно двухвековую периодичность солнечной активности, т.н. циклы де Ври-Зюсса (DeVries-Suess cycles – Braun et al., 2005), проявляющуюся на фоне долговременных изменений. Интенсивный рост концентрации CO_2 наблюдается с начала XIX века, что связано, по-видимому, с возросшей в этот период антропогенной нагрузкой. Максимум вулканической активности (концентраций SO_4) идентифицирует извержение индонезийского вулкана Самалас в 1257 г. (Рисунок 5.5,б,в).



- а) Изменения потока солнечной радиации на верхней границе атмосферы (TSI – total solar irradiance; Bard et al., 2000); б) Содержание атмосферных сульфатов SO_4 в антарктических и гренландских ледовых кернах (Crowley, Unterman, 2012);
в) Концентрация двуокиси углерода в атмосфере (Etheridge et al., 1998).

Рисунок 5.5 – Факторы климатической изменчивости (Демежко, Горностаева, 2014а; Demezhko, Gornostaeva, 2015б)

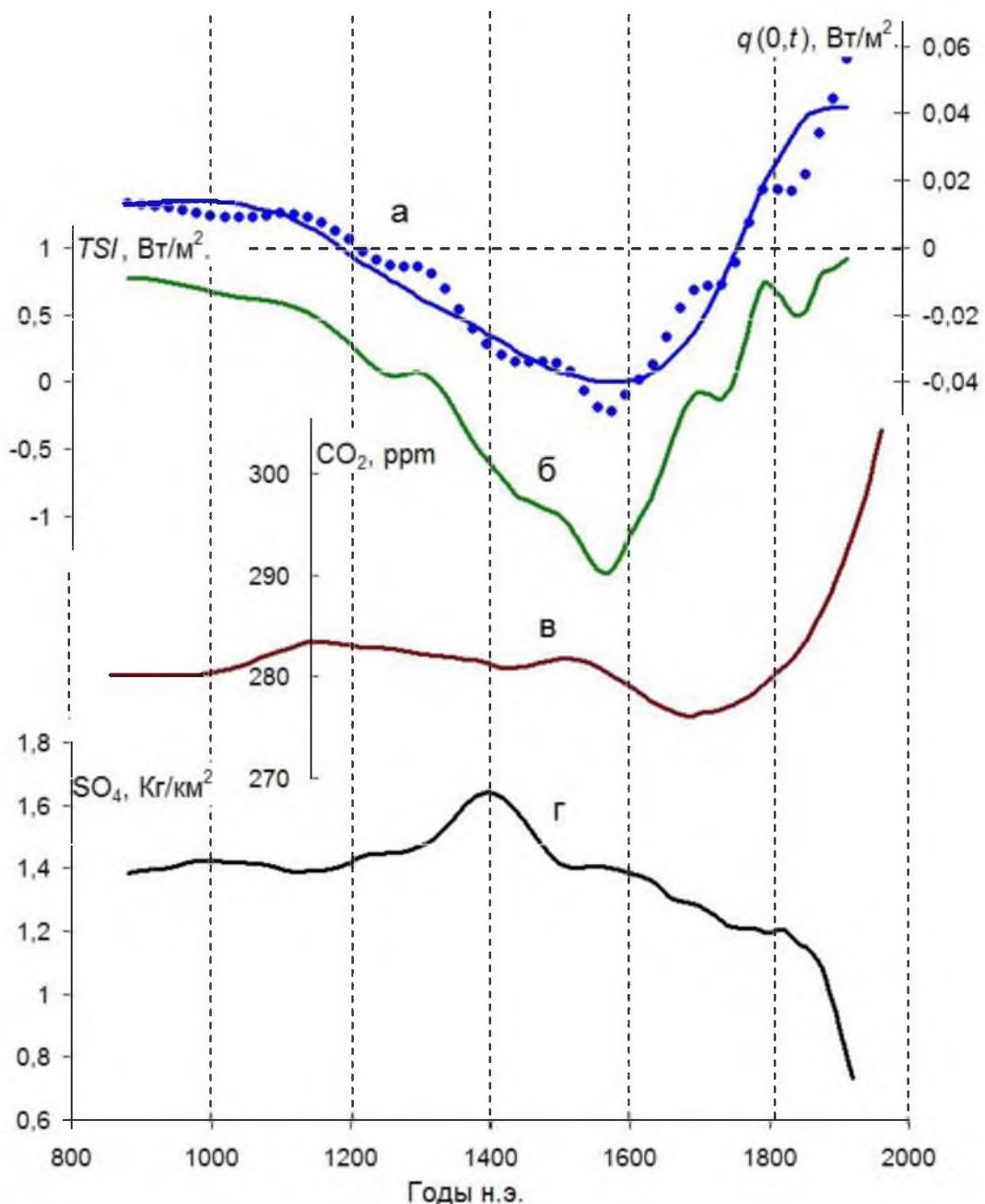
К полученной геотермической реконструкции теплового потока была применена процедура орбитальной корректировки (Горностаева, Антипин, 2014; 2015), описанная в главе 4. Предварительно ряды всех радиационных факторов были сглажены в скользящих окнах переменной ширины с использованием формулы (4.1) в соответствии с разрешающей способностью геотермического метода, убывающей по мере удаления в прошлое – Рисунок 5.6. Вклад каждого из перечисленных типов радиационного воздействия в реконструированную изменчивость теплового потока был оценен с помощью множественного регрессионного анализа. Представление о том, какую часть дисперсии теплового потока можно «объяснить» линейной комбинацией трех факторов – TSI, SO₄ и CO₂ – дает коэффициент множественной детерминации. Максимальное значение этого коэффициента ($R_{\Sigma}^2 = 0.94$) достигается при уменьшении коэффициента температуропроводности от исходного значения $a = 1.0 \cdot 10^{-6}$ м²/с до оптимального $a = 0.93 \cdot 10^{-6}$ м²/с (Таблица 5.1). Вклад отдельных факторов характеризуют β – коэффициенты (стандартизованные коэффициенты множественной регрессии).

Таблица 5.1 – Результаты множественного регрессионного анализа между реконструированным тепловым потоком, солнечной радиацией (TSI), концентрацией вулканических сульфатов (SO₄) и двуокиси углерода (CO₂) в атмосфере.

	TSI, Вт/м ²	SO ₄ , Кг/км ²	CO ₂ , ppm
Коэффициент множественной детерминации R_{Σ}^2	0.937		
β – коэффициенты	0.800	-0.116	0.203
Уравнение множественной регрессии: $q(0,t) = 0.028 \text{TSI} - 0.0018 \text{SO}_4 + 0.0010 \text{CO}_2 - 0.277$			

Наибольший вклад в реконструированные изменения теплового потока внесли вариации солнечной радиации: $\beta = 0.8$. Этот вклад (по модулю) в четыре раза превышает влияние дополнительного потока тепла, связанного с усилением парникового эффекта, и в семь раз выше вклада вулканической активности. Соотношение амплитуд изменений SHF и TSI определяется коэффициентом при TSI в уравнении множественной регрессии и составляет $\Delta q(0,t)/\Delta TSI = 2.8\%$. Именно эта доля солнечного излучения пошла на изменение теплосодержания горных пород. Отрицательный коэффициент при SO_4 свидетельствует об «охлаждающем» влиянии вулканической активности, а положительный при CO_2 – об «утепляющем» эффекте парниковых газов.

Согласно реконструированной кривой SHF (Рисунок 5.6,а), в течение малого ледникового периода, пока значения теплового потока оставались отрицательными (1200 – 1760 гг.), теплосодержание Земли уменьшилось на $4.49 \cdot 10^8$ Дж/м². В начале XVII века тепловой поток начал расти, но лишь с 1760 года он стал положительным. С этого момента теплосодержание литосферы увеличивалось и к 1920 году выросло на $1.58 \cdot 10^8$ Дж/м². Таким образом, современное потепление, начавшееся еще в первой половине XVIII века, к 1920-м годам лишь на треть скомпенсировало потери тепла малого ледникового периода.



а) Сплошная линия – тепловой поток ($a = 0.93 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, $E = 2700 \text{ Дж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{К}^{-1}\cdot\text{с}^{-1/2}$);
 б) Солнечная радиация; в) Концентрация двуокиси углерода; г) Вулканические сульфаты. Кривые б-г получены из рядов, представленных на Рисунке 5.5, путем сглаживания в окнах переменной ширины, используя выражение (4.1). Синие точки – кривая SHF, построенная с помощью уравнением множественной регрессии (Таблица 5.1).

Рисунок 5.6 – Сопоставление реконструированного теплового потока с факторами климатической изменчивости (Демежко, Горностаева, 2014а; Demezhko, Gornostaeva, 2015b)

Последние 150 лет

Период последних 150 лет климатической истории Урала обеспечен данными прямых метеорологических наблюдений. Измерения температуры приземного воздуха (SAT) в регионе начали производиться на отдельных метеостанциях с первой половины XIX века, а в период с 1930 по 1980 гг. число пунктов наблюдений достигло ста пятидесяти. В (Demezhko, Golovanova, 2007) приведена обобщенная история изменений среднегодовой температуры воздуха на Среднем и Южном Урале ($51\text{--}59^{\circ}\text{с.ш.}$, $58\text{--}61^{\circ}\text{в.д.}$). Она была получена путем объединения 43 рядов SAT различной длительности с помощью методики, описанной в (Hansen and Lebedeff, 1987). В настоящей работе эта история используется для реконструкции теплового потока через земную поверхность. При этом предполагается, что изменения среднегодовых температур земной поверхности и приземного воздуха происходили синхронно и с примерно одинаковой амплитудой. Справедливость такого допущения для вековых температурных вариаций была доказана прямыми сопоставлениями геотермических реконструкций с данными инструментальных измерений (Demezhko, Golovanova, 2007) и модельными расчетами (Gonzales-Rouco et al., 2003; 2006). Результаты температурного мониторинга в скважинах (Chapman et al., 2004) показали, что корреляция среднегодовых SAT и GST достигает 97%.

Температурная и реконструированная на ее основе тепловая история приведены на Рисунке 5.7. Наблюдаются высокочастотные колебания SAT и GST, происходящие на фоне общего линейного тренда повышения температуры и теплового потока и, приблизительно столетних вариаций. Колебания различной частоты, по-видимому, обусловлены различными факторами. Проанализируем их.

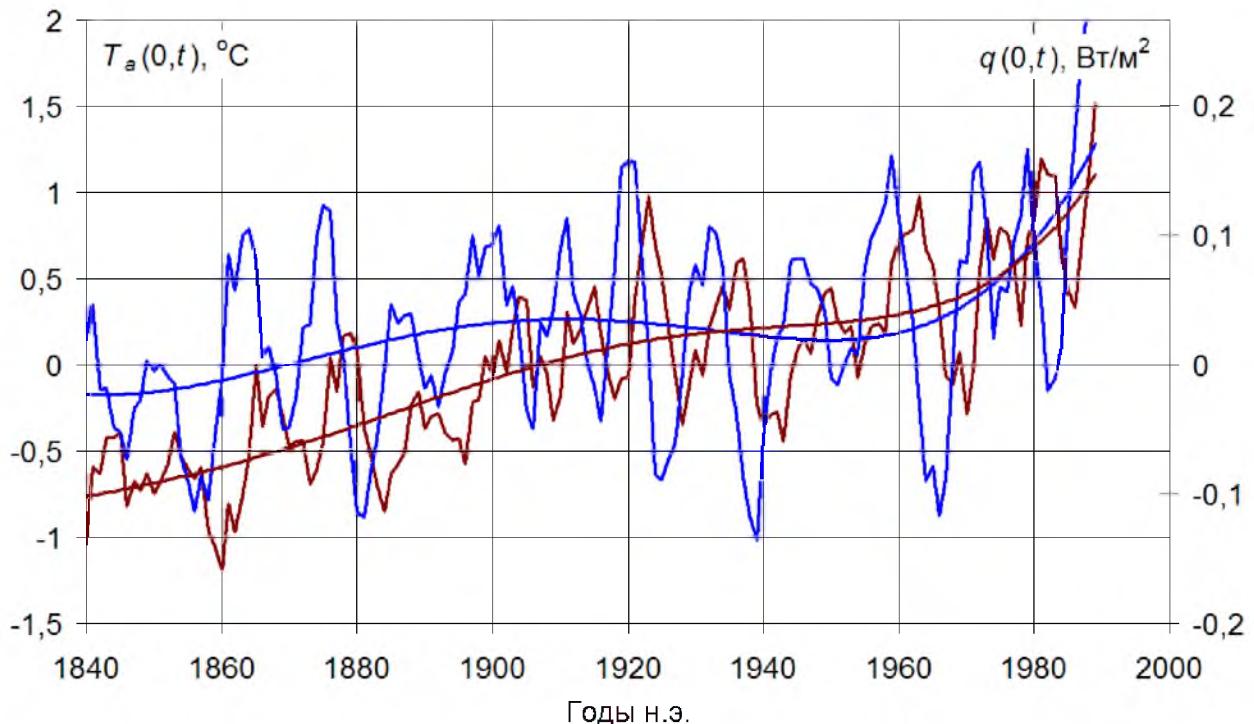


Рисунок 5.7 – Изменения температуры приземного воздуха на Урале $T_a(0, t)$ (метеоданные, Demezhko, Golovanova, 2007, коричневая кривая) и реконструированный с помощью алгоритма GST–SHF трансформации (Горностаева, 2014, см. главу 3) тепловой поток $q(0, t)$ ($E = 2500 \text{ Дж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{К}^{-1}\cdot\text{с}^{-1/2}$) – синяя кривая. Обе кривые сглажены в 5-летнем скользящем окне (Демежко, Горностаева, 2014а; Demezhko, Gornostaeva, 2015б)

Высокочастотные вариации теплового потока могут быть связаны с 11-летним циклом колебаний солнечной активности. Однако в амплитудном спектре вариаций потока наиболее выражены 12-летний и 14-летний циклы (Рисунок 5.8).

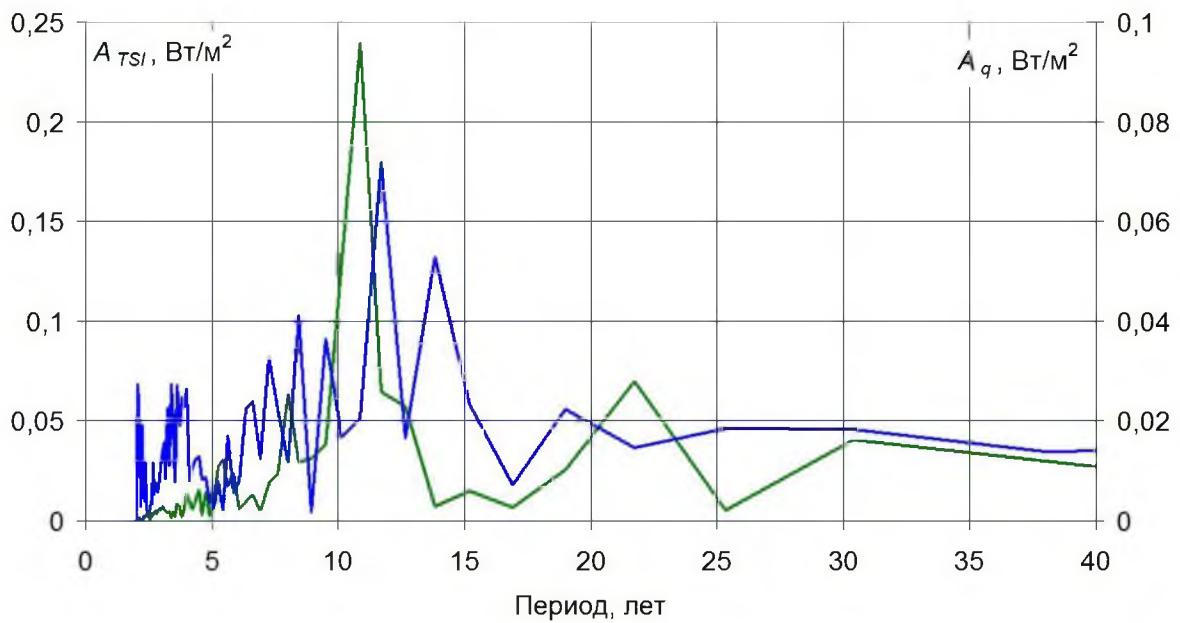
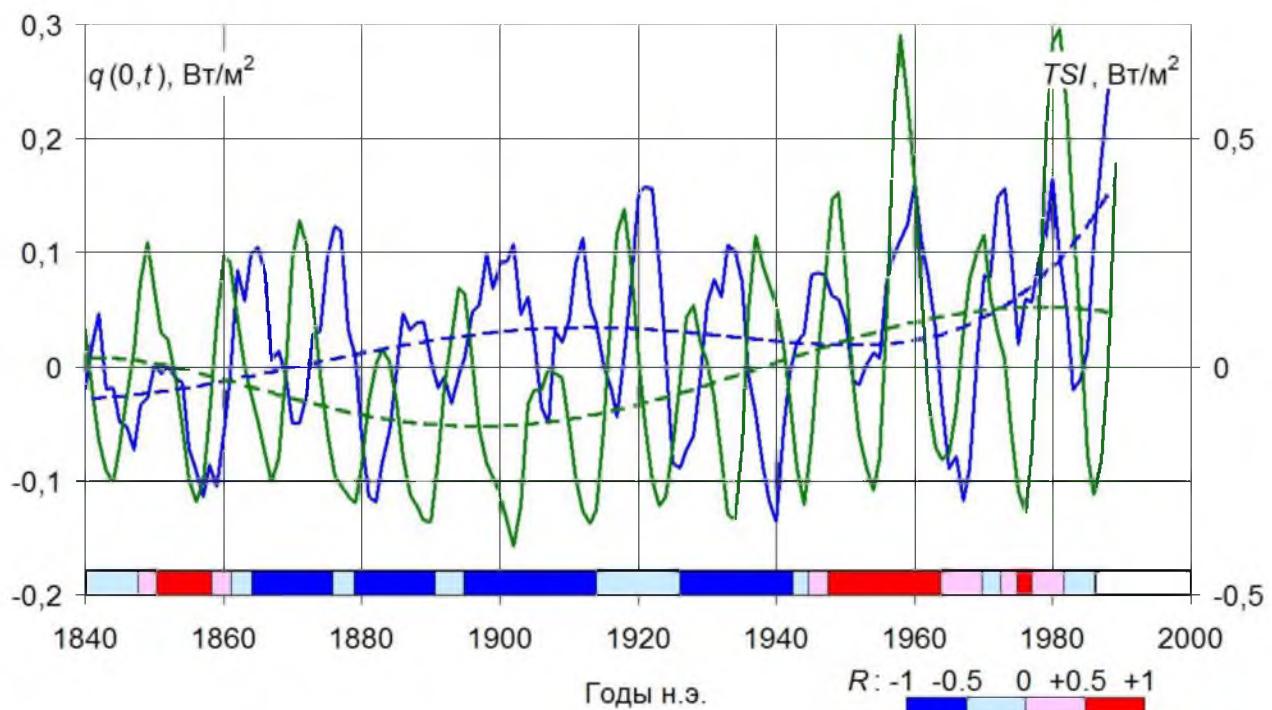


Рисунок 5.8 – Амплитудные спектры вариаций солнечной радиации A_{TSI} (зеленая кривая) и теплового потока A_q (синяя кривая) (Демежко, Горностаева, 2014а; Demezhko, Gornostaeva, 2015б)

Годовое различие основных периодов колебаний SHF и TSI приводит к тому, что изменения теплового потока и солнечной радиации происходят в разных фазах (Рисунок 5.9): до 1860 г. – синхронно, с 1870-х по 1940 гг. – асинхронно, и вновь синхронно – с 1950-х. Это особенно наглядно видно из поведения коэффициента корреляции между SHF и TSI, вычисленного в скользящих окнах 11-летней ширины (Рисунок 5.9, нижняя цветная планка). Рассмотренный пример заставляет усомниться в распространенном мнении о прямой причинно-следственной связи между 11-летним циклом солнечной активности и потоком тепла через земную поверхность. Такое предположение было высказано, в частности, в статье (Volobuev, 2013). История изменений SHF здесь была реконструирована с помощью алгоритма (Wang, Brass, 1999; Beltrami et al., 2002) на основе данных об изменениях SAT, зарегистрированных в 1958–2011 гг. на антарктической станции «Восток». Отмечено синхронное 11-летнее изменение солнечного и земного потоков ($R=+0.5$) и сделан вывод об определяющем вкладе солнечной радиации. Исходя из нашего примера, подобное соответствие SHF и TSI может быть следствием ограниченного ряда наблюдений.



Пунктирные линии – аппроксимации полиномами 5-го порядка. В нижней части рисунка условными цветами обозначены изменения коэффициента парной корреляции $R(q, \text{TSI})$, вычисленные в скользящих 11-летних окнах (Демежко, Горностаева, 2014а; Demezhko, Gornostaeva, 2015б).

Рисунок 5.9 – Сопоставление реконструированного теплового потока (синяя кривая) с изменениями потока солнечной радиации (в отклонениях от среднего значения за 1836 – 1991 гг., зеленая кривая, Lean, 2000).

Любопытно, что и долговременные изменения SHF и TSI, описываемые полиномиальными трендами 5-го порядка происходили в противофазе.

Оценим вклад солнечной радиации (TSI), парникового эффекта (CO_2) и вулканической активности (SO_4) в долговременную изменчивость теплового потока путем регрессионного анализа за период 1838–1989 – Таблица 5.2.

Таблица 5.2 – Результаты множественного корреляционного анализа между тепловым потоком, солнечной радиацией (TSI), концентрацией вулканических сульфатов (SO_4) и двуокиси углерода (CO_2) в атмосфере (1838–1989 гг.), аппроксимированными трендами 5 порядка

	TSI	SO_4	CO_2
Коэффициент множественной детерминации R_{Σ}^2	0.948		
β – коэффициенты	-0.463	0.131	1.266
Уравнение множественной регрессии: $q(0, t) = -0.181 \text{TSI} + 0.0102 \text{SO}_4 + 0.00256 \text{CO}_2 - 0.762$			

В масштабе последних 150 лет солнечная радиация перестает быть основным фактором, определяющим общую изменчивость теплового потока. Наибольший вклад в вековые вариации теплового потока вносит усиление парникового эффекта. Характеризующий влияние CO_2 β -коэффициент увеличился по сравнению с тысячелетним масштабом с 0.20 до 1.27. Согласно регрессионному уравнению, рост концентрации двуокиси углерода на 70 ppm за период 1838 – 1989 гг. должен привести к увеличению теплового потока на $70 \times 0.00256 = 0.18 \text{ Вт}/\text{м}^2$ (выше наблюдаемой амплитуды изменения потока). Однако дополнительный тепловой поток, обусловленный парниковым эффектом, был частично скомпенсирован за счет отрицательного влияния солнечной радиации ($\beta = -0.46$). Вклад вулканической активности остался незначительным, при этом поменяв знак. Несмотря на высокое значение коэффициента множественной детерминации $R_{\Sigma}^2 = 0.95$, к полученному результату необходимо относиться крайне осторожно. Появление трудно интерпретируемых коэффициентов в уравнении регрессии (отрицательного – при TSI и положительного – при SO_4) скорее свидетельствует об отсутствии механизма прямого линейного воздействия этих факторов на тепловой поток. Вероятно, на вековой и более коротких временных шкалах основную климатообразующую роль играет внутренняя динамика океана и атмосферы, которая особенно заметно проявляется в региональных климатах.

Таблица 5.3 обобщает оценки изменения теплосодержания верхней части литосферы за последние 150, 1000 и 30 000 лет, а также литературные данные об изменении теплосодержания континентов, мирового океана и атмосферы, полученные из различных источников (геотермических реконструкций теплового потока, реконструкций потока по данным метеонаблюдений, а также спутниковых измерений).

Оценки изменения теплосодержания на Урале в 1.3–2 раза выше средних значений, полученных для отдельных континентов и Земли в целом. Для территории Восточной Канады изменение теплосодержания за последнее столетие составило $23.4 \cdot 10^7 \text{Дж}/\text{м}^2$ (Beltrami et al., 2000), что в 2.6 раза выше средней оценки для Азии и в 1.8 раз выше уральской оценки. Все это подтверждает значительную региональную изменчивость теплосодержания литосферы (Beltrami et al., 2006). Примечательно также, что потери тепла во время малого ледникового периода на Урале (1200–1760 гг.) к концу двадцатого столетия (1989) были скомпенсированы лишь на 60%.

Таблица 5.3. Изменения теплосодержания пород ($n \cdot 10^7$ Дж/м²) в различных регионах земного шара за различные периоды

Регион, объект	Период, годы					Источник данных
Средний и Южный Урал	20 000–6 000 л.н.	1200–1760	1760–1989	1889–1989	1939–1989	(Демежко, Горностаева, 2014; Demezhko, Gornostaeva, 2014); (гр) – геотермические реконструкции; (мр) – реконструкции потока по метеоданным
	2640 (гр)	- 44.9 (гр)	26.2 (гр + мр)	12.9 (мр)	8.2 (мр)	
Континенты (весь мир)			1765–2000	1900–2000	1950–2000	(Beltrami, 2002); геотермические реконструкции (Beltrami et al., 2002); геотермические реконструкции
			13.3	8.7	4.8	
			16.9	10.8	6.1	
Континенты (Северное полушарие)			1800–2000		1950–2000	(Beltrami et al., 2006); геотермические реконструкции
			13.0		4.5	
Восточная Канада				1900–2000		(Beltrami et al., 2000); геотермические реконструкции
				23.4		
				1901–2000	1951–2000	(Huang, 2006а); реконструкции потока по метеоданным
Азия				9.0	5.6	
Африка				5.9	3.8	
Северная Америка				8.9	4.8	
Южная Америка				7.0	4.0	
Европа				8.1	4.5	
Австралия				2.7	3.8	
					1955–1996	(Levitus et al., 2001); инструментальные данные
Мировой океан					50	
Атмосфера					1.3	

Примечание. В источниках приведены либо средние значения климатически обусловленного теплового потока за период (\bar{q} , Вт/м²), либо изменения теплосодержания за этот период для целого континента или суши Земли в целом (Q_s , Дж). Для удобства сопоставления в таблице представлены оценки изменения теплосодержания, отнесенные к единице поверхности (Дж/м²). При пересчете использованы следующие значения площадей: Земли – $510.072 \cdot 10^{12}$ м², Мирового океана – $361.1 \cdot 10^{12}$ м², суши Земли – $148.939 \cdot 10^{12}$ м², Северного полушария (суша) – $100.5 \cdot 10^{12}$ м², отдельных континентов: Азии – $44.579 \cdot 10^{12}$ м², Африки – $30.065 \cdot 10^{12}$ м², Северной Америки – $24.474 \cdot 10^{12}$ м², Южной Америки – $17.819 \cdot 10^{12}$ м², Европы – $9.938 \cdot 10^{12}$ м², Австралии – $8.112 \cdot 10^{12}$ м².

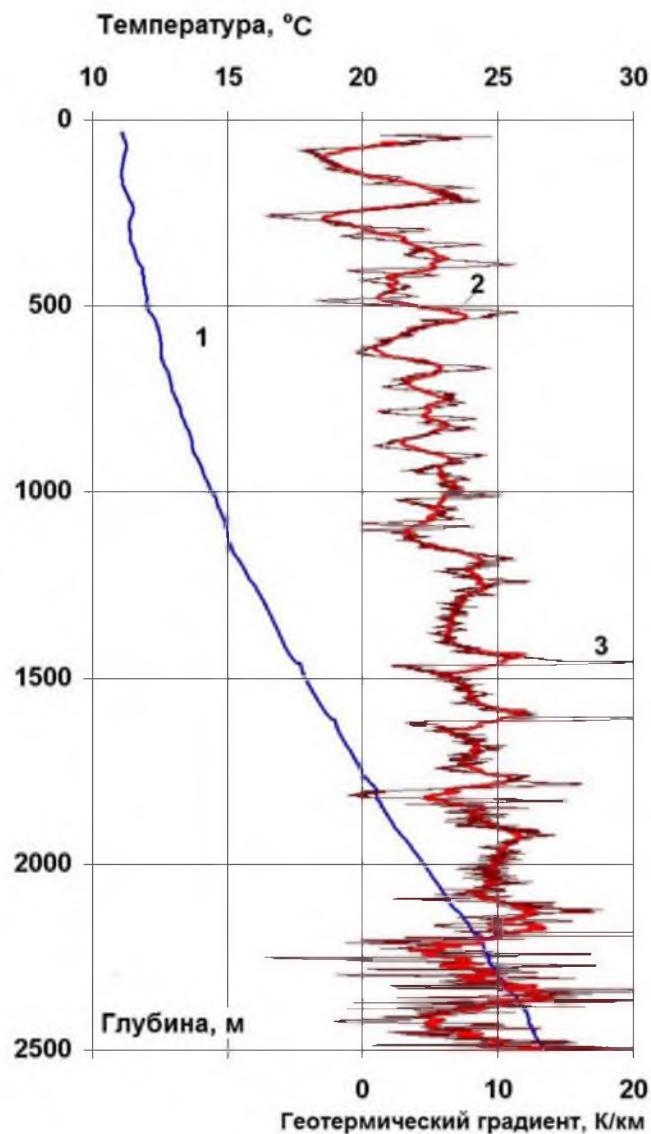
5.2. Карелия

Вторым регионом, где проводились исследования палеоклиматических изменений теплового потока через земную поверхность, стала Карелия. Температурная и тепловая истории были реконструированы здесь на основе анализа данных температурного каротажа Онежской параметрической скважины (Демежко, Горностаева и др., 2013; Demezhko, Gornostaeva et al., 2013; Демежко, Горностаева, 2014б).

Онежская параметрическая скважина (62.1° с.ш., 34.5° в.д.) глубиной 3500 м была пробурена ОАО «НПЦ «Недра» в 2008 г. в северо-западной части Онежской палеопротерозойской структуры, выполненной толщей вулканогенно-осадочных пород, лежащих на архейском гранит-зеленокаменном фундаменте. Непосредственно на породах фундамента залегают образования ятулийского надгоризонта, в нижней части которого расположена галитовая толща мощностью 194 м (Онежская палеопротерозойская структура..., 2011).

На Рисунке 5.10 представлена измеренная термограмма (кривая 1). В изменениях температурного градиента, рассчитанного по этой термограмме (кривая 2), хорошо прослеживаются периодические составляющие, вероятно, связанные с ритмичностью вулканических процессов и осадконакопления, проявляющейся изменениями теплофизических свойств пород.

Поскольку в амплитудных спектрах вариаций температурного градиента присутствуют ритмы в диапазонах 20–80 м и 140–300 м (Рисунок 5.11), которые могут быть ошибочно интерпретированы изменениями температуры земной поверхности, для исключения появления ложных эпизодов температурной истории верхние 400 м термограммы были удалены из рассмотрения. В нижней части термограмма была ограничена глубиной 2200 м – примерно с этой отметки резко возрастают вариации геотермического градиента, связанные, вероятно, со сменой вулканогенно-осадочных пород людиковия осадочным комплексом ятулия, включающего галитовую толщу (Онежская палеопротерозойская структура..., 2011).



Изменение температуры (1) и геотермического градиента, сглаженного в 50-м (2) и 10-м (3) окнах (Демежко, Горностаева и др., 2013; Demezhko, Gornostaeva et al., 2013)

Рисунок 5.10 – Результаты температурных исследований в Онежской параметрической скважине.

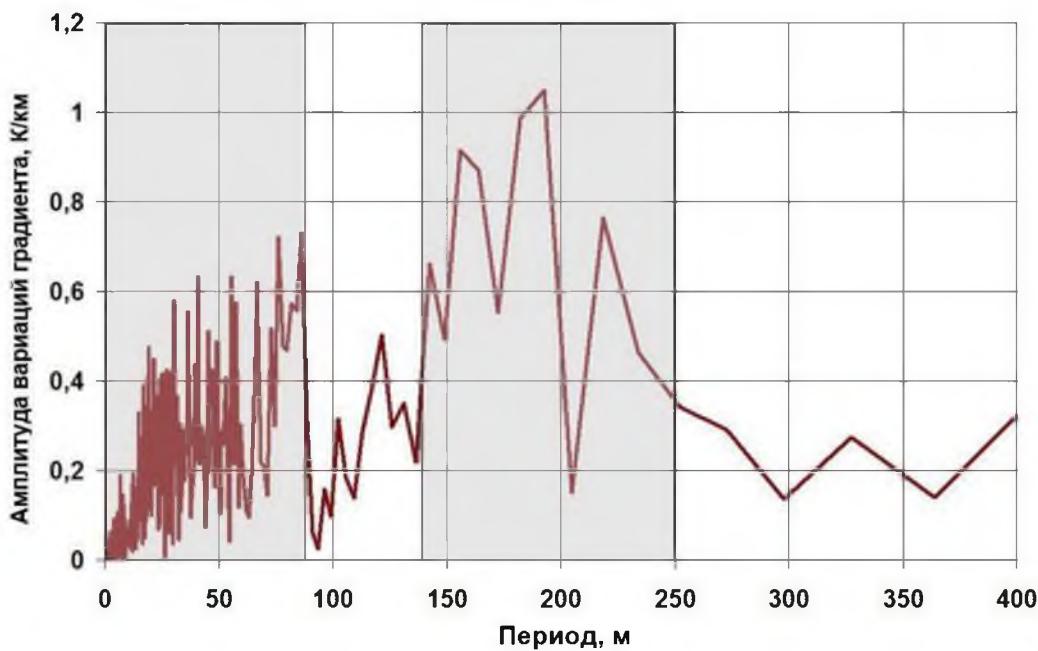


Рисунок 5.11 – Амплитудный спектр вариаций температурного градиента
(Демежко, Горностаева и др., 2013; Demezhko, Gornostaeva et al., 2013)

Реконструкция температурной истории земной поверхности по термограмме Онежской параметрической скважины (интервал 400–2200 м) производилась с помощью алгоритма, разработанного в Институте геофизики УрО РАН (см. главу 2 – Демежко, 2001; Demezhko, Shchapov, 2001). Температурная история аппроксимировалась m -ступенчатой функцией с последовательно увеличивающимся числом ступеней. Для четвертичных вулканогенно-осадочных пород о. Кунашир была получена оценка температуропроводности $a = 0.7 \cdot 10^{-6}$ м²/с (Демежко, Соломина, 2009). Можно предположить, что коэффициент температуропроводности более древних пород Онежской скважины немногим выше этой оценки. Окончательно коэффициент температуропроводности был принят равным $a = 0.75 \cdot 10^{-6}$ м²/с. Кроме того, в полученную температурную историю была внесена поправка за недостаточную выстойку скважины после бурения (Демежко и др., 2013; Demezhko et al., 2013). Скорректированная температурная история, реконструированная при $a = 0.75 \cdot 10^{-6}$ м²/с, представлена на Рисунке 5.12 (синяя кривая).

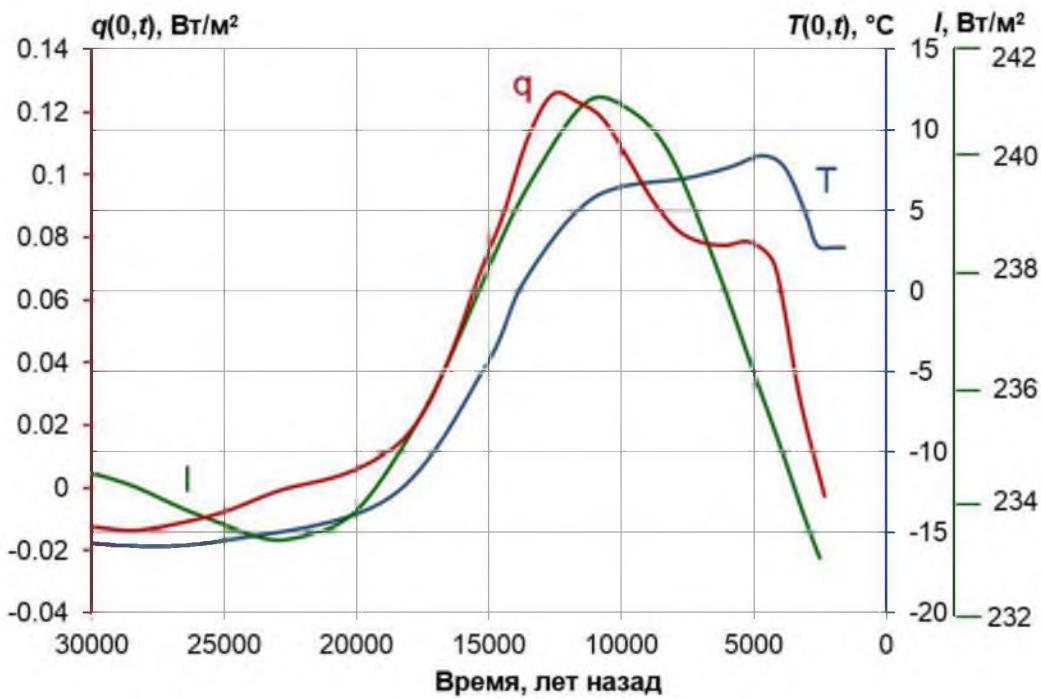


Рисунок 5.12 – Сопоставление реконструированных изменений температуры $T(0,t)$ (синяя кривая), теплового потока через земную поверхность $q(0,t)$ (красная кривая) и инсоляции I (зеленая кривая) на широте 60° с.ш., определяемой изменениями параметров земной орбиты (Berger, Loutre, 1991) (Demezhko, Gornostaeva et al., 2013)

По скорректированной температурной истории с помощью алгоритма GST–SHF трансформации, описанного в главе 3 (Горностаева, 2014), была рассчитана история изменений теплового потока (Рисунок 5.12, красная кривая). Как и в случае уральской реконструкции (см. раздел 5.1), кривая теплового потока существенно отличается от температурной истории. Изменения теплового потока предшествовали изменениям температуры поверхности. 14.5–12.5 тыс. л.н. тепловой поток достиг максимума $0.11 \text{ Вт}/\text{м}^2$, после чего начался его спад.

Реконструированная кривая теплового потока в интервале 2.5–24 тыс. л.н. хорошо коррелирует с кривой среднегодовых изменений инсоляции на широте 60° с.ш. (Berge, Loutre, 1991). Таким образом, изначально принятное значение коэффициента температуропроводности $a = 0.75 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ оказалось удачным и не потребовало дальнейшей орбитальной корректировки. Согласованные изменения

теплового потока и инсоляции указывают на то, что в период 2.5–24 тыс. л.н. изменения температуры земной поверхности определялись главным образом внешним радиационным воздействием. При этом остается непонятной роль Скандинавского ледникового щита в формировании температурного режима земной поверхности в районе скважины. Оледенение северной части Онежского озера началось примерно 23–22 тыс. л.н. (Lunkka et al., 2001), а дегляциация произошла около 12 тыс. л.н. (Saarnisto and Saarinen, 2001). Это означает, что значительная часть реконструированного потепления происходила под ледниковой толщей. Чтобы объяснить отсутствие в геотермических реконструкциях явных признаков оледенения, необходимо учесть неоднозначную роль ледникового щита в формировании температурного режима в его основании. Пока земная поверхность в районе скважины была свободна от ледника ее температура, очевидно, была согласована с изменениями температуры приземного воздуха. После наступления ледника существенную роль в формировании температурного режима стали играть геотермический тепловой поток и скорость вертикальной адвекции льда (Demezhko et al., 2007; Pickler et al., 2016). Тепловой поток из недр вызывал разогрев у основания ледника, вертикальная адвекция, напротив, способствовала его охлаждению. Рассмотренные особенности кривых теплового потока и температуры приводят к выводу, что влияния этих факторов – вертикальной адвекции и геотермического теплового потока – в какой-то мере скомпенсировали друг друга и присутствие ледника лишь незначительно сказалось на долговременных изменениях температуры земной поверхности.

Отношение амплитуд изменений теплового потока и инсоляции составляет $\Delta q(0,t)/\Delta I = 1.2\%$. Эта оценка близка к ранее полученной на Урале (1.3%). Такое низкое значение свидетельствует в пользу того, что Земля отдает во внешнее пространство почти все дополнительное тепло, получаемое за счет вариаций внешнего радиационного воздействия.

Приведенные на Рисунке 5.13 реконструкции температурной и тепловой историй земной поверхности и данные об изменениях CO₂ показывают, что в Карелии, как и на Урале (см. раздел 5.1), изменения двуокиси углерода гораздо

ближе по форме и хронологии к изменениям температуры, нежели к изменениям потока. Рост теплового потока происходил более высокими темпами, а 12 тыс. л.н. сменился его падением, в то время как рост двуокиси углерода продолжается до настоящего времени. Полагая, что реконструированный тепловой поток в целом отражает изменения радиационного воздействия, можно подвергнуть сомнению гипотезу о роли парникового эффекта в плейстоцен/голоценовом потеплении.

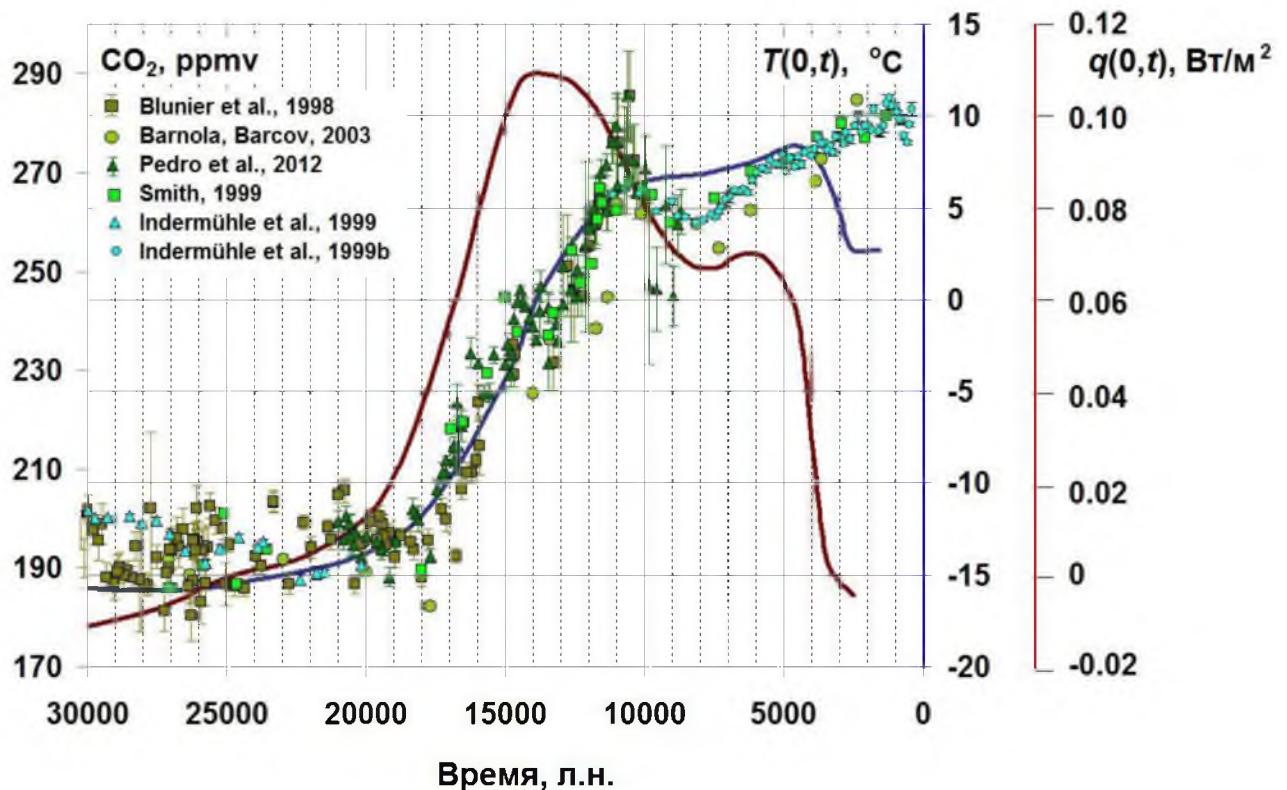
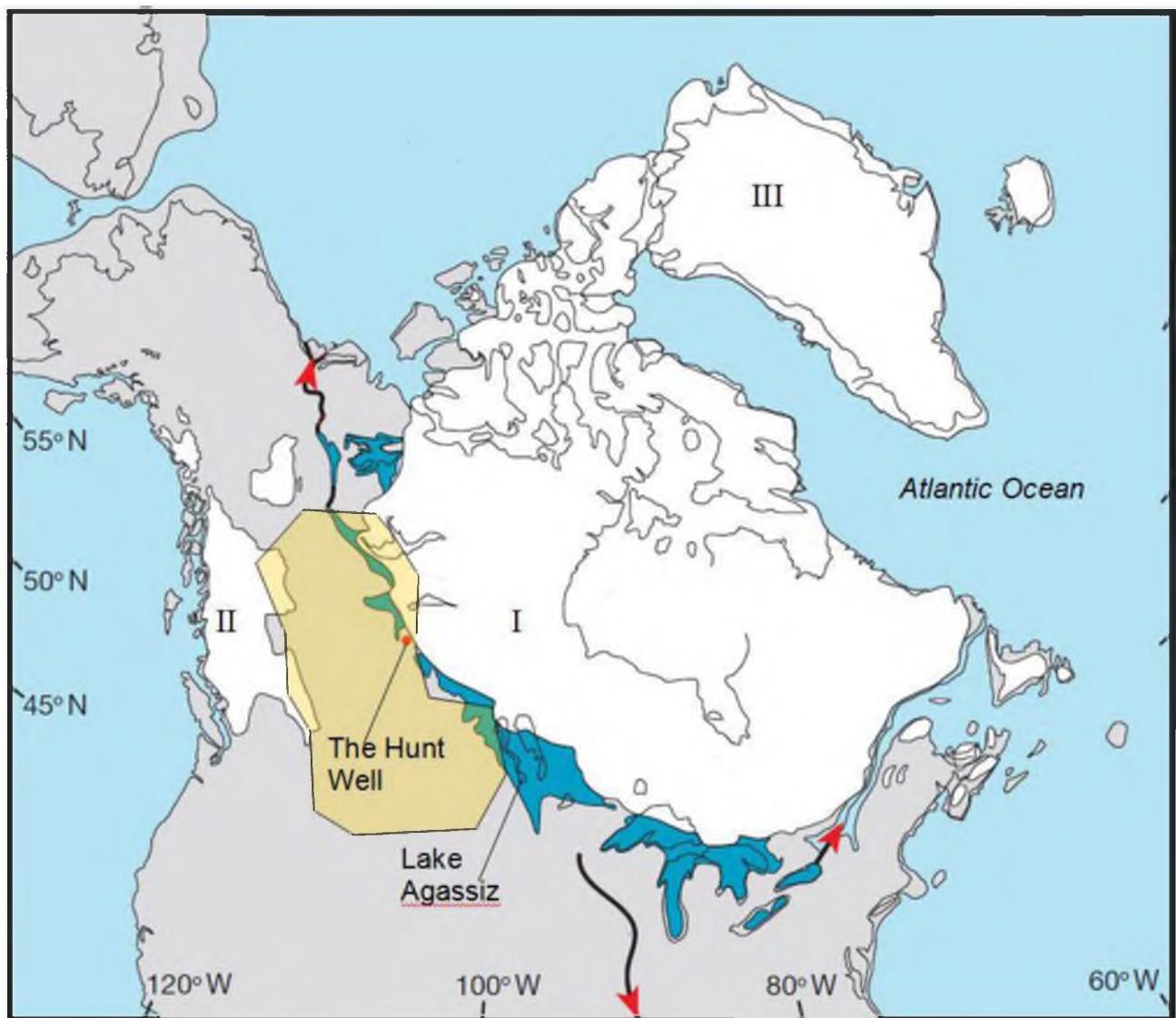


Рисунок 5.13 – Сравнение реконструированных изменений температуры земной поверхности $T(0,t)$ (синяя кривая), теплового потока $q(0,t)$ (красная кривая) и содержаний двуокиси углерода в антарктическом ледовом керне (цветные маркеры) (Demezhko, Gornostaeva et al., 2013).

5.3 Канада

Канада (провинция Альберта) стала третьим регионом, где были проведены исследования изменения теплового потока через земную поверхность за последние 30 000 лет (Демежко, Горностаева и др., 2015; Demezhko, Gornostaeva et al., 2017). Реконструкция тепловой истории производилась с использованием алгоритма GST-SHF трансформации (см. гл. 3) на основе данных термометрии, записанных в скважине Hunt Well, и результатов ранее проведенных палеоклиматических исследований (Majorowicz et al. 2012; 2014; Majorowicz, Šafanda, 2014).

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 (Рисунок 5.14). 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 (Рисунок 5.15,а), интерпретируемое как следствие влияния последникового потепления. Первоначально была реконструирована простейшая температурная история, включавшая лишь один акт потепления (Majorowicz et al., 2012). Она выявила повышение температуры поверхности на $9.6 \pm 0.3^{\circ}\text{C}$, произшедшее 13.0 ± 0.6 тыс. л.н. С учетом современной среднегодовой температуры земной поверхности в районе скважины $+5^{\circ}\text{C}$, температура периода оледенения была оценена в $-4.4 \pm 0.3^{\circ}\text{C}$.

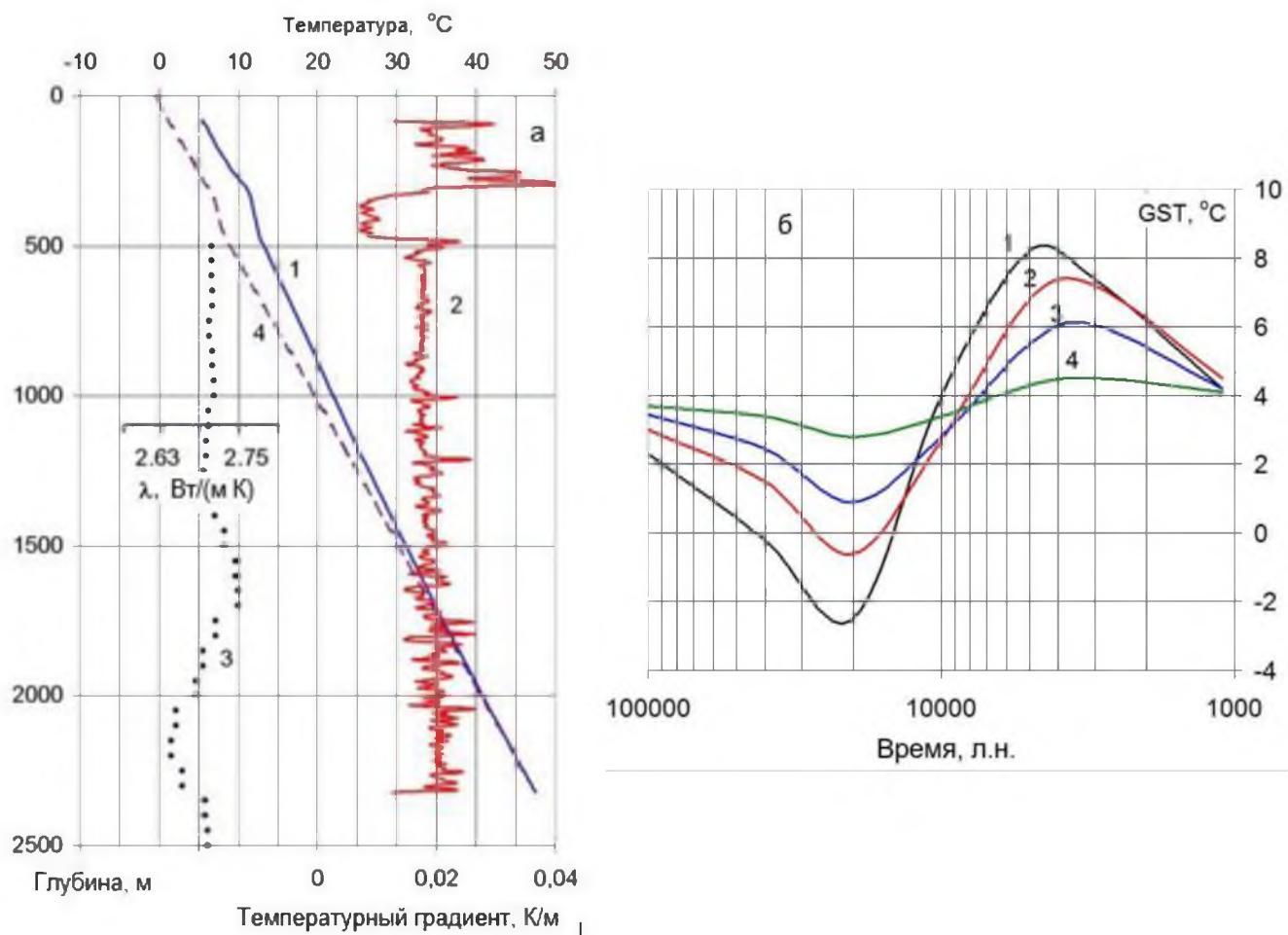


Цифрами обозначены ледниковые щиты (I – Лаврентийский, II – Кордильерский, III – Гренландский), темно-серым цветом – приледниковые озера (по (Murton et al., 2010), заштрихованная область – Западно-Канадский осадочный бассейн (Демежко, Горностаева и др., 2015; Demezhko, Gornostaeva et al., 2017)).

Рисунок 5.14 – Расположение скважины Hunt Well в палеогеографической обстановке ~12.7–12.8 тыс. л.н.

Позднее петрофизическая модель разреза была уточнена (Majorowicz et al., 2014). По данным радиоактивного каротажа теплогенерация пород составила: 0.67 мкВт/м³ для осадочной толщи (0–540 м), 3.52 мкВт/м³ – для интервала (540–1500 м), 2.25 мкВт/м³ (>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 $(1.2 - 1.4)\cdot10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$. Для реконструкции температурной истории на этот раз была применена более сложная методика – FSI (Shen, Beck, 1991)). Как уже отмечалось в главе 2, 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 (Bodri, Cermak, 2007; Демежко, 2001). Это приводит к подавлению амплитуды реконструированных температурных изменений. Из Рисунка 5.15,б видно, что максимальная амплитуда плейстоцен-голоценового потепления 11°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 около 20 тыс. л.н. с минимальной температурой -2.7°C , климатический оптимум голоцена около 5 тыс. л.н. с температурой в максимуме $+8.4^\circ\text{C}$ и последующее похолодание до $+4^\circ\text{C}$ – значения, близкого к современной среднегодовой температуре поверхности (Рисунок 5.15,б, кривая 1). Применение методики FSI также позволило уточнить модель стационарного, не возмущенного влиянием палеоклимата, распределения температуры (Рисунок 5.15,а, кривая 4). Именно это распределение мы использовали в качестве исходных данных для дальнейшей интерпретации.



а) 1 – распределение температуры (каротаж – июль 2011), 2 – температурного градиента, 3 – апостериорное (после применения FSI-инверсии с $\text{SD} = 0.02 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$) распределение теплопроводности, 4 – апостериорная модель

стационарного распределения температуры ($\text{SD} = 0.02 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$).

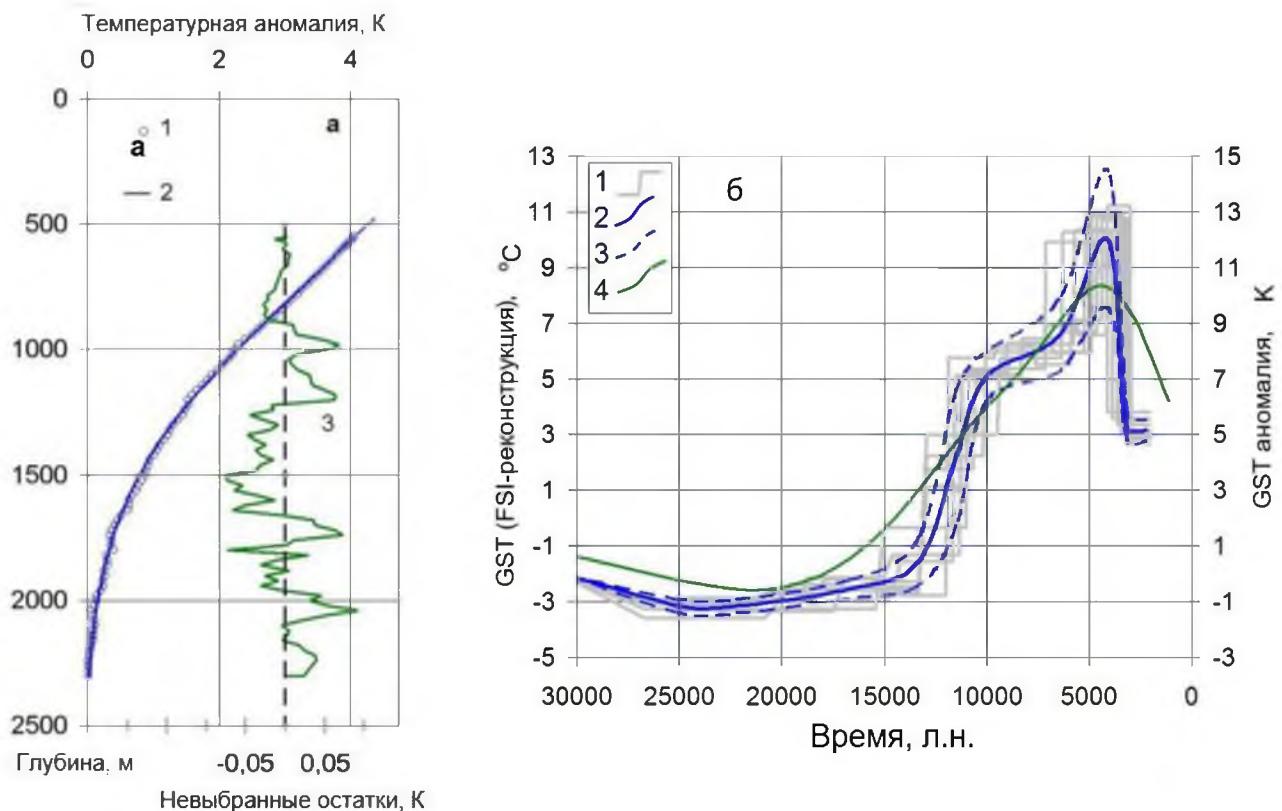
б) – реконструкции изменений температуры земной поверхности (GST) с помощью FSI-инверсии при различных значениях стандартного отклонения теплопроводности: $\text{SD} = 0.02$ (1), 0.1 (2), 0.2 (3), 0.5 (4) $\text{Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$

Рисунок 5.15 – Исходные данные и реконструкции по скважине Hunt Well (Majorowicz, Safanda, 2014).

Реконструкция температурной истории

Для более детальной реконструкции температурной истории мы применили алгоритм, разработанный в Институте геофизики УрО РАН (см. главу 2 – Демежко, 2001; Demezhko, Shchapov, 2001).

В качестве исходных данных для оценки GST использовалась климатическая температурная аномалия, рассчитанная как разность измеренного распределения температур и стационарного (Рисунок 5.16,а) в интервале распространения гранитов (550–2240 м). Серия температурных историй с различным количеством ступенек, но в равной мере удовлетворяющих измеренной температурной аномалии, образует т.н. семейство эквивалентных температурных историй (Рисунок 5.16,б). В данном примере для температурных историй, включающих 7–14 скачков температуры, невязка (разность теоретической и измеренной аномалий) не превышала ± 0.05 К, а среднеквадратическая погрешность подбора – 0.038 К. На основе семейства температурных историй были рассчитаны осредненная история и интервал неопределенности (Рисунок 5.16,б). 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 $T_0 = -2^\circ\text{C}$.



а): 1 – температурная аномалия, рассчитанная как разность измеренного распределения температур и стационарного (кривые 1 и 4 на Рисунке 5.15,а); 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 температуропроводности $\alpha = 1.2 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$): 1 – семейство эквивалентных температурных историй; 2 – сглаженная усредненная история; 3 – кривые, ограничивающие полосу ± 1 стандартное отклонение; 4 – FSI-реконструкция GST (для $SD = 0.02 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$).

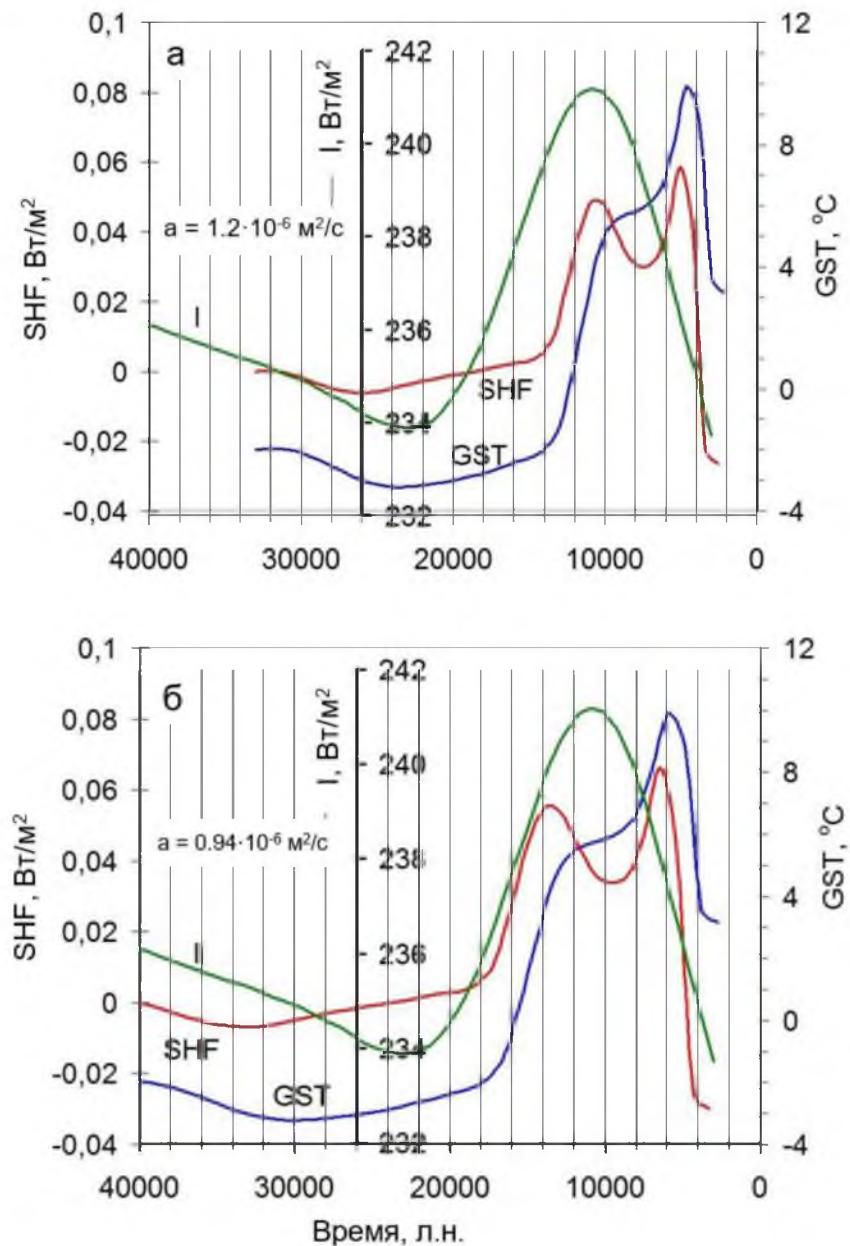
Рисунок 5.16 – Новая реконструкция температурной истории по скважине Hunt Well (Демежко, Горностаева и др., 2015; Demezhko, Gornostaeva, 2017).

Реконструкция изменений теплового потока через земную поверхность

На Рисунке 5.17,а приведены температурная (GST) и тепловая (SHF) истории, рассчитанные для исходных значений теплофизических параметров гранитов ($\lambda = 2.72 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$, $a = 1.2\cdot10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, $E = \lambda a^{1/2} = 2480\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{К}^{-1}\cdot\text{с}^{-1/2}$). Кривые GST и SHF существенно отличаются по форме и хронологии. Как и следовало 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.?

В предыдущих исследованиях, посвященных геотермическим реконструкциям на Среднем Урале (см. раздел 5.1 – Demezhko et al., 2013; Демежко, Горностаева, 2014а; Demezhko, Gornostaeva, 2015), к геотермическим реконструкциям была применена методика орбитальной корректировки (см. гл. 4), где в качестве репера использовалась среднегодовая инсоляционная кривая для Северного полушария, рассчитанная по данным об изменениях элементов земной орбиты (Berger, Loutre, 1991). Мы применили методику орбитальной корректировки и к канадским геотермическим реконструкциям.



а) Геотермическая хронология-І, соответствующая исходному значению

коэффициента температуропроводности $a = 1.2 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$.

б) Геотермическая хронология-ІІ, соответствующая коэффициенту эффективной температуропроводности $a = 0.94 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, определенному по максимуму взаимной корреляции между изменениями SHF и инсоляции.

Рисунок 5.17 – Две версии временной шкалы геотермических реконструкций температуры (GST) и потока (SHF) в сравнении с изменениями среднегодовой инсоляции (І) на 60° с.ш. (Демежко, Горностаева и др., 2015).

На Рисунке 5.17,б приведены температурная (GST) и тепловая (SHF) истории, построенные на временной шкале, соответствующей коэффициенту эффективной температуропроводности $a = 0.94 \cdot 10^{-6}$ м²/с. Такое значение обеспечивает синхронизацию потока с изменениями среднегодовой инсоляции (I) на 60°с.ш.

Итак, имеется две версии временной шкалы геотермических реконструкций температуры и теплового потока: первая (хронология-I), основанная на измеренном значении коэффициента температуропроводности ($a = 1.2 \cdot 10^{-6}$ м²/с, Рисунок 5.17,а), и вторая (хронология-II), полученная путем синхронизации вариаций теплового потока с изменениями инсоляции ($a = 0.94 \cdot 10^{-6}$ м²/с, Рисунок 5.17,б). Методика орбитальной корректировки предполагает линейную зависимость между изменениями внешней радиации (инсоляции) и поглощенного Землей теплового потока. Такое предположение не вызывало возражений при исследовании климата Среднего Урала (см. раздел 5.1 – Demezhko, Gornostaeva, 2015), где, как известно (Velichko et al., 1997; Svendsen, 2004), не существовало позднеплейстоценовых 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 glacial 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°C . В нашей GST-реконструкции она лишь немного ниже этой оценки (-3°C).

Хронология дегляциации Лаврентийского ледникового щита посвящено большое число исследований, основанных на различных свидетельствах. Согласно (Dyke, 2004), дегляциация района Форта Мак-Мюррей началась $11\text{--}10.5\ ^{14}\text{C}$ тыс. л.н. ($12.9\text{--}12.5$ тыс. л.н.). По другим данным (Fisher et al., 2009) это произошло не ранее $9850\text{--}9660\ ^{14}\text{C}$ тыс. л.н. (~ 11.3 тыс. л.н.). При таянии ледника образовывались приледниковые озера, самое большое из которых, озеро Агассис (Lake Agassiz) простипалось более, чем на 1000 км на юго-восток от исследуемого района (Рисунок 5.14). 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 $11\text{--}10$ тыс. л.н. спровоцировал прекращение Атлантической меридиональной циркуляции (AMOK), 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 (Рисунок 5.17,а). Начало потепления около 13 тыс. л.н. практически совпало с началом дегляциации, что является веским свидетельством в пользу этой версии геотермической хронологии. Примерно 12 тыс. л.н. температура земной поверхности достигла положительных значений. Резкий рост прекратился примерно 9 тыс. л.н., сменившись участком почти постоянной температуры $+6\ ^{\circ}\text{C}$, 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 $+10\ ^{\circ}\text{C}$ достигается

ок. 4.5 тыс. л.н., уже после климатического оптимума голоцена, датируемого периодом 9–5 тыс. л.н.

Геотермическая хронология-II (Рисунок 5.17,б). Согласно этой версии геотермической хронологии, потепление земной поверхности началось задолго до дегляциации – около 17 тыс. л.н. Примерно 16 тыс. л.н. температура достигла положительных значений, а начало участка стабильных температур около 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°C, 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 °C, 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 °C, 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 скважине Hunt Well с тепловыми историями, полученными нами ранее на Урале и в Карелии (Рисунок 5.18).

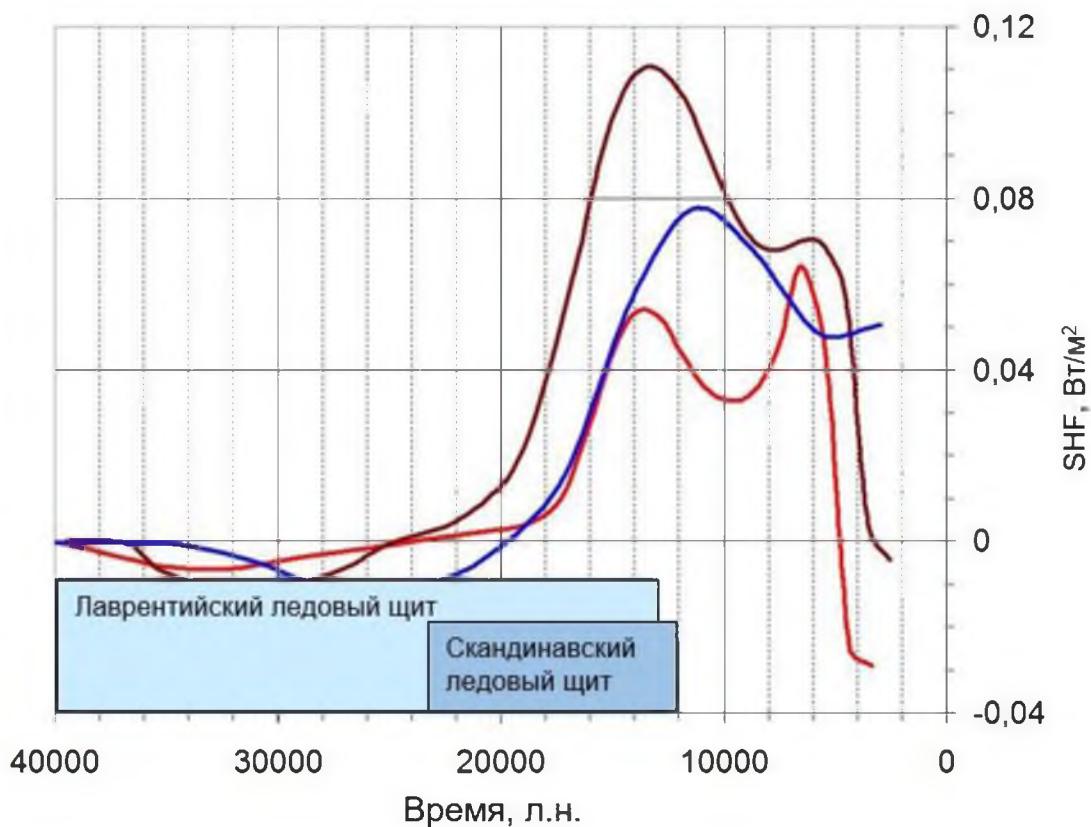


Рисунок 5.18 – Сопоставление геотермических реконструкций для трех регионов (Демежко, Горностаева и др., 2015б): 1 – пров. Альберта (Канада), 2 – Средний Урал (см. раздел 5.1), 3 – Карелия (см. раздел 5.2)

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.

Отношение амплитуд вариаций теплового потока и инсоляции для района скважины Hunt Well составляет 0.8%. Этот показатель немного ниже наблюдаемых на Урале и в Карелии значений (1.3% и 1.2%, соответственно). Возможно, данное обстоятельство обусловлено длительным присутствие в районе исследований Лаврентийского ледникового щита значительной мощности, который модулировал внешний радиационный поток при прохождении его к земной поверхности. Мощность и время существования ледника в Карелии много меньше, чем в Канаде. К тому же Онежская параметрическая скважина расположена на границе области существования Скандинавского ледникового щита. Вероятно, по этой причине присутствие ледника в Карелии не сказалось значимым образом на климатической чувствительности, в отличие от Канады.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований была обоснована палеоклиматическая информативность такой характеристики как вариации теплового потока через земную поверхность, обусловленные изменениями климата. Теоретически обоснована возможность реконструкции этой характеристики по геотермическим данным.

Разработанный алгоритм расчета теплового потока по температурным данным позволяет оценивать вариации SHF, используя реконструкции температуры земной поверхности, а также метеоданные (температуры приземного воздуха). Предложенный двухэтапный алгоритм расчета «термограмма – температурная история – история изменения теплового потока» обеспечивает более устойчивые результаты по сравнению с прямой инверсией геотермограмм в тепловую историю, так как позволяет проводить предварительное сглаживание температурных историй.

По сравнению с традиционными оценками палеотемператур реконструкция долговременных изменений климатически обусловленного теплового потока через земную поверхность позволяет изучать поведение климатической системы Земли с точки зрения энергетики климатических процессов. Искомый тепловой поток может быть напрямую сопоставлен с потоками энергии в атмосфере и на ее верхней границе. Совместный анализ SHF и различных характеристик внешнего радиационного воздействия дает возможность судить о вкладе того или иного фактора в изменение климата.

Соотношение амплитуд изменений SHF и потока внешней радиации предложено рассматривать как альтернативный показатель климатической чувствительности Земли. Безразмерное отношение потоков в меньшей степени зависит от времени радиационного воздействия, в отличие от традиционного показателя климатической чувствительности, описывающего температурную реакцию на изменение внешней радиации. По мере уменьшения временного масштаба климатических событий климатическая чувствительность возрастает: от

1% для ледниково-межледниковых циклов до 2.8% – в тысячелетних. Низкое значение климатической чувствительности свидетельствует о том, что Земля возвращает во внешнее пространство почти все дополнительное тепло, получаемое за счет вариаций внешнего радиационного воздействия.

Предложенная методика орбитальной корректировки геотермических реконструкций палеоклимата, основанная на синхронизации изменений SHF и инсоляции, позволяет скорректировать временную шкалу палеоклиматических реконструкций, варьируя значение коэффициента эффективной температуропроводности.

Применение разработанных алгоритмов GST-SHF трансформации и орбитальной корректировки позволило получить реконструкции изменений SHF на Урале, в Карелии и в Канаде за последние 30 000, 1000 и 150 лет. Реконструированные тепловые и температурные истории существенно различаются по форме и хронологии. Изменения теплового потока опережают вариации температуры земной поверхности. Сопоставление полученных реконструкций SHF с различными источниками внешнего радиационного воздействия показало, что основным фактором, определяющим изменение теплового баланса земной поверхности в масштабе ледниково-межледниковых циклов, является солнечная радиация. Однако ее роль ослабевает по мере уменьшения временного масштаба рассматриваемых климатических изменений. На более коротких временных шкалах (порядка сотен лет и менее) усиливается влияние парникового эффекта.

Дальнейшие исследования климатически обусловленных изменений теплового потока через земную поверхность позволят лучше понять факторы, определяющие энергетику климата, его положительные и отрицательные обратные связи, оценить региональные особенности. Описание прошлых климатических изменений в терминах потока будет содействовать интеграции геотермических данных в глобальные климатические модели.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антипин А.Н., Горностаева А.А. Программа для ЭВМ «PaleoTHF», Свидетельство о государственной регистрации №2015660106 от 22.09.2015.
2. Булашевич Юрий Петрович – основатель академической геофизики на Урале. – Екатеринбург: РИО УрО РАН. – 2014. – 316 с.
3. Волков, Ю.В. Алгоритм синхронизации хронологических рядов / Ю.В. Волков, В.А. Тартаковский // Известия Томского политехнического университета. – 2009. – Т. 315. – № 5. – С. 61–64.
4. Голованова, И.В. Тепловой поток Южного Урала и Предуралья / И.В. Голованова. – Препринт УНЦ РАН. Уфа. – 1993. – 29 с.
5. Голованова, И.В. Тепловое поле Южного Урала / И.В. Голованова. – М.: Наука. – 2005. – 187 с.
6. Голованова, И.В. Реконструкция послеледникового потепления на Южном Урале по измерениям температуры в скважинах / И.В. Голованова, Г.В. Селезнева, Е.А. Смородов // Геологический сборник. – 2000. – №1. С. 113–116.
7. Горностаева, А.А. Алгоритм расчета изменений теплового потока через земную поверхность по данным об изменениях температуры поверхности / А.А. Горностаева // Уральский геофизический вестник. – 2014. – №1. – С. 37–45.
8. Горностаева А.А. Экспериментальные исследования короткопериодных вариаций теплового потока через земную поверхность на основе температурного мониторинга грунта / А.А. Горностаева // XVII Уральская молодежная научная школа по геофизике. Сборник докладов. - Екатеринбург: ИГФ УрО РАН. – 2016. – С. 68–70.
9. Горностаева, А.А. Методика синхронизации временных шкал геотермических реконструкций палеоклимата на основе оценок изменений теплового потока через земную поверхность / А.А. Горностаева, А.Н. Антипин / Международная конференция молодых ученых «Изменения климата и природной среды Северной Евразии: анализ, прогноз, адаптация». 14–20 сентября 2014 года. Кисловодск. Сборник тезисов докладов. М.: ГЕОС. – 2014. – С. 236–239.

10. Горностаева, А.А. Корректировка временной шкалы геотермических реконструкций палеоклимата на основе орбитальных инсоляционных кривых / А.А. Горностаева, А.Н. Антипин / Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Восьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы конференции. Екатеринбург: УрО РАН. – 2015. – С. 82–86.

11. Горностаева, А.А. Анализ изменений температуры земной поверхности на Урале и в Восточной Европе в 18-19 веках по данным скважинной термометрии / А.А. Горностаева, Д.Ю. Демежко // Уральский геофизический вестник. – 2013. – №2. – С. 24–30.

12. Дахнов, В.Н. Интерпретация результатов геофизических исследований скважин / В.Н. Дахнов. – М.: Недра. – 1982. – 448 с.

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

14. Демежко, Д.Ю. Интервальные оценки палеоклимата последнего тысячелетия по геотермическим данным / Д.Ю. Демежко, И.В. Голованова // Уральский геофизический вестник. – 2002. – №4. – С. 4–9.

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

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

17. Демежко, Д.Ю. Новый подход к палеоклиматической интерпретации данных термометрии 2,3 км скважины Hunt Well (Провинция Альберта, Канада) / Д.Ю. Демежко, А.А. Горностаева, Я. Майорович, Я. Шафанда // Уральский геофизический вестник. – 2015. - №2(26). – С. 29–40.

18. Демежко, Д.Ю. Реконструкция температурной истории земной поверхности за последние 30 000 лет по данным термометрии Онежской параметрической скважины / Д.Ю. Демежко, А.А. Горностаева, Г.В. Тарханов, О.А. Есипко // Геофизические исследования. – 2013. – Т. 14. – № 2. – С. 38–48.
19. Демежко, Д.Ю. Учет локальных аномалий поверхностной температуры при палеоклиматической интерпретации данных термометрии скважин / Д.Ю. Демежко, Д.Г. Рывкин // Деп. В ВИНИТИ. – 1996. - № 1411-В96. – 11с.
20. Демежко, Д.Ю. О совместном влиянии фильтрации подземных вод и палеоклимата на тепловое поле верхней части земной коры / Д.Ю. Демежко, Д.Г. Рывкин, И.В. Голованова // Уральский геофизический вестник. – 2006. – №9. – С. 16–26.
21. Демежко, Д.Ю. Изменения температуры земной поверхности на о. Кунашир за последние 400 лет по геотермическим и древесно-кольцевым данным / Д.Ю. Демежко, О.Н. Соломина // Доклады Академии наук. – 2009. – Т. 426. – № 2. – С. 240–243.
22. Демежко, Д.Ю. Изменение температуры земной поверхности на Урале за последнее тысячелетие по геотермическим данным / Д.Ю. Демежко, В.И. Уткин, В.А. Щапов, И.В. Голованова // Доклады Академии наук. – 2005. – Т. 402. – № 6. – С. 815–817.
23. Дмитриев, В.И. Реконструкция палеоклимата / В.И. Дмитриев, С.Г. Костянев, Н.А. Мерщикова // Взаимодействие в системе литосфера-гидросфера-атмосфера. Т.2. – М.: МГУ. – 1999. – С. 60–70.
24. Дучков, А.Д. Количественная оценка изменений поверхностной температуры в историческое время в Южной Сибири по геотермическим данным / А.Д. Дучков, А.А. Дучков, К.В. Сухорукова / Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Вып. 2, Новосибирск, Изд.-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН. – 2000. – С. 199–206.
25. Дучков, А.Д. Геотермические исследования в Сибири / А.Д. Дучков, Л.С. Соколова. – Новосибирск: Наука. – 1974. – 279 с.

26. Дучков, А.Д. Изучение температуры земной поверхности по геотермии скважин / А.Д. Дучков, Л.С. Соколова / Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Новосибирск, Изд.-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН. – 1998. – С. 151–157.
27. Изменчивость климата Европы в историческом прошлом / А.Н. Кренке, М.М. Чернавская, Р. Браздил и др. – М.: Наука. – 1995 – 224 с.
28. Карслоу, Г. Теплопроводность твердых тел / Г. Карслоу, Д. Егер. – М.: Наука, 1964. – 488 с.
29. Ким, И.Г. Численные методы: учебно-методическое пособие. Ч. 2. / И.Г. Ким, Н.В. Латыпова, О.Л. Моторина. – Ижевск: Изд-во «Удмуртский университет», 2013. – 64 с.
30. Любимова, Е.А. Термика Земли и Луны / Е.А. Любимова. – М.: Наука. – 1968. – 279 с.
31. Лялько, В.И. Оценка теплопереноса в зоне затрудненного водообмена / В.И. Лялько, М.М. Митник, В.Г. Ткаченко // Энергетика геологических и геофизических процессов. – М.: Наука. – 1972. – С. 105.
32. Методы палеогеографических реконструкций: Методическое пособие / Коллектив авторов: Н.С. Блюм, Н.С. Болиховская, В.А. Большаков, Н.И. Глушанкова, П.А. Каплин, Т.С. Клювиткина, А.К. Маркова, С.Д. Николаев, Е.А. Новичкова, Е.И. Полякова, А.В. Поротов, А.А. Свиточ, Н.Г. Судакова, Е.Е. Талденкова, С.С. Фаустов, Т.А. Янина / Под редакцией П.А. Каплина, Т.А. Яниной. – М.: Географический факультет МГУ, 2010. – 430 с.
33. Михаленко, В.Н. Стратиграфическое строение и температурный режим фирново-ледянной толщи на западном плато Эльбруса / В. Н. Михаленко, С. С. Кутузов, О. В. Нагорнов, С.А. Тюфлин, И.И. Лаврентьев, С.А. Марченко, В.И. Окопный // В кн: Экстремальные природные явления и катастрофы. — Т. 2 из ISBN 978-5-91682-014-0. — ИФЗ РАН Москва. – 2011. — С. 180–188.
34. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) / Отв. Ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. – 431 с.

35. Поляк, Б.Г. Основные проблемы геоэнергетики // Энергетика геологических и геофизических процессов / Б.Г. Поляк, П.Н. Кропоткин, Ф.А. Макаренко / Ред. П.Н. Кропоткин. – М.: Наука. – 1972. – С. 7–26. (Тр. МОИП. Отд. геол.; Т. 46).
36. Сидорова, О.В. Динамика климата позднего голоцена севера Евразии по данным ледниковых кернов Гренландии и длительных древесно-кольцевых хронологий / О.В. Сидорова, М.М. Наурзбаев, Е.А. Ваганов // Известия РАН. Серия географическая. – 2007. – № 1. – С. 95–106.
37. Сухорукова, К.В. Восстановление температуры земной поверхности последних столетий по термограммам скважин Южной Сибири / К.В. Сухорукова, А.А. Дучков // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39. – С. 1121–1129.
38. Фролов, Н.М. Температурный режим гелиотермозоны / Н.М. Фролов. – М.: Недра. – 1966. – 155 с.
39. Хачай, Ю.В. Палеотемпературные реконструкции для Северного Урала по данным термометрии скважин / Ю.В. Хачай, Д.Ю. Демежко, Д.Г. Рывкин, В.А. Щапов // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37. – № 12. – С. 108–113.
40. Хромов, С.П. Метеорология и климатология / С.П. Хромов, М.А. Петросянц. – М.: Изд-во МГУ. – 2006. – 584 с.
41. Хуторской, М.Д. Введение в геотермию / М.Д. Хуторской. – М.: Изд-во РУДН. – 1996. – 117 с.
42. Цыганова, Е.А. Палеоклиматическая интерпретация изотопного состава и возраста ледяного керна со станции Восток, Центральная Антарктида / Е.А. Цыганова, А.Н. Саламатин // Материалы гляциологических исследований. – 2006. – Т. 100. – С. 5–23.
43. Череменский, Г.А. Прикладная геотермия / Г.А. Череменский. – Л.: Недра. – 1977. – 224 с.
44. Appleyard, S.J. Late Holocene temperature record from southwestern Australia: evidence of global warming from deep boreholes / S.J. Appleyard // Australian J. Earth Sci. – 2005. – V. 52. – P. 161–166.

45. Balobaev, V.T. Borehole paleoclimatology – the effect of deep lakes and “heat islands” on temperature profiles / V.T. Balobaev, I.M. Kutasov, and L.V. Eppelbaum // Clim. Past Discuss. – 2008. – V. 4. – P. 415–432.
46. Bard, E. Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides / E. Bard, G. Raisbeck, F. Yiou, and J. Jouzel // TELLUS B. – 2000. – V. 52 (3). – P. 985–992.
47. Barnola J.M., Raynaud D., Lorius C., and Barkov N.I. Historical CO₂ record from the Vostok ice core. In Trends: A Compendium of Data on Global Change. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A. Revised February 2003, 2003, data from <http://cdiac.esd.ornl.gov/ftp/trends/co2/vostok.icecore.co2>, <http://cdiac.ornl.gov/trends/co2/vostok.html>.
48. Beck, A.E. Precision logging of temperature gradients and the extraction of past climate / A.E. Beck // Tectonophysics. – 1982. – V. 83. – P. 1–11.
49. Beck, A.E. Analisis of heat flow data - I, detailed observation in a single borehole / A.E. Beck, A. Judge // Geophys. J. R. Astr. Soc. – 1969. – V. 18. – P. 145–158.
50. Beltrami, H. Surface heat flux histories from geothermal data: inference from inversion / H. Beltrami // Geoph. Res. Lett. – 2001. – V. 28. – No. 4. – P. 655–658.
51. Beltrami, H. Climate from borehole data: Energy fluxes and temperatures since 1500 / H. Beltrami // Geoph. Res. Lett. – 2002. – V. 29. – No. 23. – P. 26–1–26–4.
52. Beltrami, H. Ground warming patterns in the Northern Hemisphere during the last five centuries / H. Beltrami, E. Bourlon // Earth Planet. Sci. Lett. – 2004. – V. 227. – P. 169–177.
53. Beltrami, H. Spatial patterns of ground heat gain in the Northern Hemisphere / H. Beltrami, E. Bourlon, L. Kellman, and J.F. González-Rouco // Geophys. Res. Lett. – 2006. – V. 33. – No. 6. – L06717–1–4.
54. Beltrami, H. Ground surface temperatures in Canada: Spatial and temporal variability / H. Beltrami, C. Gosselin, J.C. Mareschal // Geophysical Research Letters. – 2003. – V. 30 (10), doi:10.1029/2003GL017144.

55. Beltrami, H. An examination of short and long term air-ground temperature coupling at sites subjected to strong seasonal variations / H. Beltrami, L. Kellman // Global and Planetary Change. – 2003. – V. 38. – P. 291–303.
56. Beltrami, H. Recent temperature changes in Eastern Canada inferred from geothermal measurements / H. Beltrami, J.-C. Mareschal // Geophys. Res. Lett. – 1991. – V. 18. – P. 605–608.
57. Beltrami, H. Ground temperature histories for Central and Eastern Canada from geothermal measurements: Little Ice Age signature / H. Beltrami, J.-C. Mareschal // Geophys. Res. Lett. – 1992.
58. Beltrami, H. Continental heat gain in the global climate system / H. Beltrami, J.E. Smerdon, H.N. Pollack, and S. Huang // Geophys. Res. Lett. – 2002. – V. 29. – No. 8. doi: 10.1029/2001GL014310.
59. Beltrami, H. Records on climatic change in the Canadian Arctic: towards calibrating oxygen isotope data with geothermal data / H. Beltrami, A.E. Taylor // Glob. Planet. Change. – 1995. – V. 11. – P. 127–138.
60. Beltrami, H. Energy balance at the Earth's surface: Heat flux history in eastern Canada / H. Beltrami, J. Wang, R.L. Bras // Geophys. Res. Lett. – 2000. – V. 27. – No. 20. – P. 3385–3388.
61. Bender, M. L. Orbital tuning chronology for the Vostok climate record supported by trapped gas composition / M.L. Bender // Earth Planet. Sci. Lett. – 2002. – V. 204. – P. 275–289.
62. Bennet, W.B. Estimation of global ground heat flux / W.B. Bennet, J. Wang, R.L. Bras // Journal of Hydrometeorology. – 2008. – V. 9. – P. 744–759.
63. Bense, V. The impact of horizontal groundwater flow and localized deforestation on the development of shallow temperature anomalies / V. Bense, H. Beltrami // Journal of Geophysical Research. – 2007. – V. 112. – F04015, doi:10.1029/2006JF000703.
64. Berger, A. Insolation values for the climate of the last 10 million of years / A. Berger, M.F. Loutre // Quaternary Sciences Review. 1991. – V. 10. – No. 4. – P. 297–317,

http://gcmd.nasa.gov/records/GCMD_EARTH_LAND_NGDC_PALEOCLIM_INSOL.html.

65. Birch, F. The effect of pleistocene climatic variations upon geothermal gradient / F. Birch // Am. J. Sci. – 1948. – V. 61. – P. 567–630.
66. Birch, F. Flow of heat in the Front Range, Colorado / F. Birch // Bull. Geol. Soc. Am. – 1950. – V. 61. – No. 6. – P. 567–630.
67. Blunier, T. Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period / T. Blunier, J. Chappellaz, J. Schwander, A. Dällenbach, B. Stauffer, T. Stocker, D. Raynaud, J. Jouzel, H.B. Clausen, C.U. Hammer, S.J. Johnsen // Nature. – 1998. – V. 394. – P. 739–743.
68. Bodri, L. Climate change of the last millenium from borehole temperatures: results from Czech Republic – Part I. / L. Bodri, V. Cermak // Glob. and Planet. Change. – 1995. – V.11. – P. 111–125.
69. Bodri, L. Climate change of the last two millenia inferred from borehole temperatures: results from Czech Republic – Part II. / L. Bodri, V. Cermak // Glob. and Planet. Change. – 1997. – V.14. – P. 163–173.
70. Bodri, L. Borehole climatology. A new method on how to reconstruct climate / L. Bodri, V. Cermak. – Elsevier Science. – 2007. – 352 pp.
71. Braun, H. Possible solar origin of the 1,470-year glacial climate cycle demonstrated in a coupled model / H. Braun, M. Christl, S. Rahmstorf, A. Ganopolski, A. Mangini, C. Kubatzki, K. Roth, and B. Kromer // Nature. – 2005. – V. 438. – No. 7065. – P. 208–211.
72. Bredehoef, J.D. Rates of vertical groundwater movements estimated from the Earth's thermal profile / J.D. Bredehoef, I.S. Papadopoulos // Water resources Res. – 1965. – V. 1. – P. 325–328.
73. Briffa, K.R. Blowing hot and cold / K.R. Briffa, T.J. Osborn / Science. – 2002. – V. 295. – P. 2227–2228.
74. Cermak, V. Underground temperature and inferred climatic temperature of the past millennium / V. Cermak // Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol. – 1971. – V. 10. – P. 1–19.

75. Chapman, D.S. Comment on “Ground vs. surface air temperature trends: Implications for borehole surface temperature reconstructions” by M.E. Mann and G. Schidt / D.S. Chapman, M.G. Bartlett, and R.N. Harris // Geoph. Res. Lett. – 2004. – V. 31. – L07205. doi: 10.1029/2003GL019054.
76. Clauser, C. Geothermal energy / C. Clauser / In: K. Heinloth (ed). – Landolt-Börnstein, Group VIII: Advanced Materials and Technologies. – 2006. – V. 3: Energy Technologies, Subvol. C: Renewable Energies, Springer Verlag, Heidelberg-Berlin. – P. 493–604.
77. Crowley, T.J. Causes of climate change over the past 1000 years / T.J. Crowley // Science. – 2000. – V. 289. – No. 5477. – P. 270–277.
78. Crowley, T.J. Technical details concerning development of a 1200-yr proxy index for global volcanism / T.J. Crowley, M.B. Unterman // Earth System Science Data Discussions. – 2012. – V. 5. – No. 1. – P. 1–28, data from ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/climate_forcing/volcanic_aerosols/crowley2013/crowley2013so4-nh.txt
79. Cull, J.P. Climatic corrections to Australian heat-flow data / J.P. Cull // BMR Journal of Australian Geology and Geophysics. – 1979. – V. 4. – P. 303–307.
80. Cull, J.P. Geothermal records of climatic change in New South Wales / J.P. Cull // Search. – 1980. – V. 11. – P. 201–203.
81. Dahl-Jensen, D. Past temperatures directly from the Greenland Ice Sheet / Dahl-Jensen D., Mosegaard K., Gundestrup N., Clow G.D., Johnsen S.J., Hansen A.W., and Balling N. // Science. – 1998. – V.282. – P. 268-271.
82. Demezhko, D.Yu. Climatic changes in the Urals over the past millennium – an analysis of geothermal and meteorological data / D.Yu. Demezhko, I.V. Golovanova // Climate of the Past. – 2007. – V. 3. – P. 237–242. <http://www.clim-past.net/3/237/2007/cp-3-237-2007.html>.
83. Demezhko, D.Y. Late Pleistocene–Holocene ground surface heat flux changes reconstructed from borehole temperature data (the Urals, Russia) / D.Y. Demezhko, A.A. Gornostaeva // Climate of the Past. – 2015a. – V. 11. – P. 647–652. doi:10.5194/cp-11-647-2015.

84. Demezhko, D.Yu. Reconstruction of ground surface heat flux variations in the Urals from geothermal and meteorological data / D.Yu. Demezhko, A.A. Gornostaeva // *Investiya, Atmospheric and Oceanic Physics.* – 2015b. – V. 51. – No. 7. – P. 723–736.
85. Demezhko, D. Temperature and heat flux changes at the base of Laurentide ice sheet inferred from geothermal data (evidences from province of Alberta, Canada) / D. Demezhko, A. Gornostaeva, J. Majarowicz, J. Safanda // *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.).* – 2017. doi:10.1007/s00531-017-1464-y.
86. Demezhko, D.Yu. 30,000 years of ground surface temperature and heat flux changes in Karelia reconstructed from borehole temperature data / D.Yu. Demezhko, A.A. Gornostaeva, G.V. Tarkhanov, O.A. Esipko // *Bulletin of Geography.* – 2013. – No. 6. – P. 7–25.
87. Demezhko, D.Yu. Spatial distribution of Pleistocene/Holocene warming amplitudes in Northern Eurasia inferred from geothermal data / D.Yu. Demezhko, D.G. Ryvkin, V.I. Outkin, A.D. Duchkov, and V.T. Balobaev // *Climate of the Past.* – 2007. – V. 3. – P. 559–568.
88. Demezhko, D.Yu. 80,000 years ground surface temperature history inferred from the temperature-depth log measured in the superdeep hole SG-4 (the Urals, Russia) / D.Yu. Demezhko, V.A. Shchapov // *Global Planet. Change.* – 2001. – V. 29. – No. 1. – P. 219–230.
89. Douglass, D.H. Ocean heat content and Earth's radiation imbalance. II. Relation to climate shifts / D.H. Douglass, R.S. Knox // *Physics Letters A.* – 2012. – V. 376. – No. 14. – P. 1226–1229.
90. Dreyfus, G.B. Anomalous flow below 2700m in the EPICA Dome C ice core detected using ^{18}O of atmospheric oxygen measurements / G.B. Dreyfus, F. Parrenin, B. Lemieux-Dudon, G. Durand, V. Masson-Delmotte, J. Jouzel, J.-M. Barnola, L. Panno, R. Spahni, A. Tisserand, U. Siegenthaler, and M. Leuenberger // *Climate of the Past.* – 2007. – V. 3. – P. 341–353.
91. Esper, J. Low frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability / J. Esper, E.R. Cook, and F.H. Schweingruber // *Science.* – 2002. – V. 295. – P. 2250–2253.

92. Etheridge D.M., Steele L.P., Langenfelds R.L., Francey R.J., Barnola J.M., and Morgan V.I. Historical CO₂ records from the Law Dome DE08, DE08-2, and DSS ice cores. In Trends: A Compendium of Data on Global Change. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tenn., U.S.A., 1998, data from http://www.co2science.org/subject/other/co2con_onethousand.php.
93. Ferguson, G. Transient Lateral Heat Flow due to Land-Use Changes / G. Ferguson, H. Beltrami // Earth and Planetary Science Letters. – 2006. – V. 252. – P. 217–222, doi:10.1016/j.epsl.2005.12.001.
94. Ferguson, G. Perturbation of Ground Surface Temperature Reconstructions by Groundwater Flow / G. Ferguson, H. Beltrami, and A. Woodbury // Geophysical Research Letters. – 2006. – V. 33. – L13708, doi:10.1029/2006GL026634.
95. Fudge, T.J. Interpolation methods for Antarctic ice-core timescales: application to Byrd, Siple Dome and Law Dome ice cores / T.J. Fudge, E.D. Waddington, H. Conway, J.M.D. Lundin, and K. Taylor // Climate of the Past. – 2014. – V. 10. – P. 1195–1209. doi:10.5194/cp-10-1195-2014.
96. Geiger, R. The climate near the ground / R. Geiger. – Cambridge, Mass: Harvard Univ. Press. – 1965. – 611 pp.
97. Gonzales-Rouco, J.F. Simulation and inversion of borehole temperature profiles in surrogate climates: Spatial distribution and surface coupling / J.F. Gonzales-Rouco, H. Beltrami, E. Zorita, and H. von Storch // Geoph. Res. Lett. – 2006. – V. 33. L01703. doi:10.1029/2005GL024693.
98. Gonzales-Rouco, J.F. Deep soil temperature as proxy for surface air temperature in coupled model simulation of the last thousand years / J.F. Gonzales-Rouco, H. von Storch, and E. Zorita // Geoph. Res. Lett. – 2003. – V. 30. – P. 2116. doi:10.1029/2003GL018264.
99. Gornostaeva, A.A. Recovery from the Little Ice Age in the Urals and Eastern Europe: Geothermal evidences / A.A. Gornostaeva, D.Yu. Demezhko // Geography, Environment, Sustainability. – 2013. – V. 06. – No. 1. – P. 29–36.

100. Gosnold, W.D. The borehole temperature record of climate warming in the mid-continent of North America // W.D. Gosnold, P.E. Todhunter, and W. Schmidt // *Glob. Planet. Change.* – 1997. – V. 15. – P. 33–45.
101. Goto, S. Past environmental changes in southern Lake Biwa inferred from borehole temperature data // S. Goto, H. Hamamoto, M. Yamano, and K. Takahashu // In *Geothermal/Dendrochronological Paleoclimate Reconstruction Across Eastern Margin of Eurasia/ Proeedings of 2002 International Matsuyama Workshop*, Ehime University, Matsuyama, Japane. – 2002. – P. 50–60.
102. Hamza, V.M. Surface thermal perturbations of the recent past at low latitudes – inferences based on borehole temperature data from Eastern Brazil / V.M. Hamza, A.S.B. Cavalcanti, and L.C.C. Benyosef // *Clim. Past*. – 2007. – V. 3. – P. 513–526.
103. Hansen, J. Global trends of measured air surface temperature / J. Hansen, S. Lebedeff // *J. Geophys. Res.* – 1987. – V. 92. – No.13. – P. 345–372.
104. Harris, R.N. Climate change on the Colorado Plateau of the eastern Utah inferred from borehole temperatures / R.N. Harris, D.S. Chapman // *J. Geophys. Res.* – 1995. – V.100. – No. B4. – P. 6367– 6381.
105. Harris, R.N. Borehole Temperature and a Baseline for 20th Centure Global Warming Estimates / R.N. Harris, D.S. Chapman // *Science*. – 1997. – V. 275. – P. 1618–1621.
106. Harris, R.N. Geothermics and climate change. 1. Analysis of borehole temperatures with emphasis on resolving power. 2. Joint analysis of borehole temperature and meteorological data / R.N. Harris, D.S. Chapman // *J. Geophys. Res.* – 1998. – V. 103. – No. B4. – P. 7363–7383.
107. Harris, R.N. Mid-latitude (30° - 60° N) climatic waring inferred by combining borehole temperatures with surface air temperatures / R.N. Harris, D.S. Chapman // *Geophys. Res. Lett.* – 2001. – V. 28. – P. 747–750.
108. Hegerl, G.C. Detection of human influence on a new, validated 1500 year temperature reconstruction / G.C. Hegerl, T.J. Crowley, M. Allen, W.T. Hyde, H.N. Pollack, J. Smerdon, and E. Zorita // *J. Clim.* – 2007. – V. 20. – P. 650–666.

109. Hotchkiss, W. O. Post-glacial time calculations from recent geothermal measurements in the Calumet Copper Mines / W.O. Hotchkiss, L.R. Ingersoll // *J. Geol.* – 1934. – V. 42. – P. 113–142.
110. Huang, S. Annual heat budget of the continental landmasses / S. Huang // *Geoph. Res. Lett.* – 2006a. – V. 33. L04707.
111. Huang, S. Consolidating high- and low-resolution information from different sources into a Northern Hemisphere climate reconstruction / S. Huang // *PAGES News.* – 2006b. – V. 14. – No. 2. – P. 22–24.
112. Huang, S., Pollack, H.N. Global Borehole Temperature Database for Climate Reconstruction, IGBP PAGES/World Data Center-A for Paleoclimatology Data Contribution Series #1998-044. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA, also available at: <http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/borehole/core.html>, 1998.
113. Huang, S. Temperature trends over the past five centuries reconstructed from borehole temperatures / S. Huang, H.N. Pollack, P.-Y. Shen // *Nature.* – 2000. – V. 403. – P. 756–758.
114. Indermühle, A. Atmospheric CO₂ concentration from 60 to 20 kyr BP from the Taylor Dome ice core, Antarctica / A. Indermühle, E. Monnin, B. Stauffer, T.F. Stocker, M. Wahlen // *Geophys. Res. Lett.* – 1999. – V. 27. – P. 735–738, data from <http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/taylor/taylor-glacial.html>.
115. Indermühle, A. Holocene carbon-cycle dynamics based on CO₂ trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica / A. Indermühle, T.F. Stocker, F. Joos, H. Fischer, H.J. Smith, M. Wahlen, B. Deck, D. Mastroianni, J. Tschumi, T. Blunier, R. Meyer, and B. Stauffer // *Nature.* – 1999b. – V. 398. – P. 121–126, data from <ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/icecore/antarctica/taylor/>.
116. Karl, T.R. The recent climate record: What it can and cannot tell us / T.R. Karl, G.D. Tarpey, R.G. Quayle, H.F. Diaz, D.A. Robinson, R.S. Bradley // *Rev. Geophys.* – 1989. – V. 27. – P. 405–430.
117. Kohl, T. Palaeoclimatic temperature signals – can they be washed out? / T. Kohl // *Tectonophysics.* – 1998. – V. 291. – P. 225–234.

118. Kukkonen, I.T. Anomalously low heat flow density in eastern Karelia, baltic Shield: a possible paleoclimate signature / I.T. Kukkonen, W.D. Gosnold, J. Safanda // Tectonophysics. – 1998. – V. 291. – P. 235–249.
119. Kutasov, I.M. Optimisation of temperature observational well selection / I.M. Kutasov, L.V. Eppelbaum // Exploration Geophysics. – 2013. – V. 44. – P. 192–198.
120. Lachenbruch, A.H. Vertical gradients of heat production in the continental crust, 1, Theoretical detectability from near-surface measurements / A.H. Lachenbruch // J. Geophys. Res. – 1971. – V. 76. – P. 3842–3851.
121. Lachenbruch, A.H. Changing climate: Geothermal evidence from permafrost in the Alaskan Arctic / A.H. Lachenbruch, and B.V. Marshall // Science. – 1986. – V. 234. – P. 689–696.
122. Lachenbruch, A. Permafrost, heat flow, and the geothermal regime at Prudhoe Bay, Alaska / A. Lachenbruch, J.H. Sass, B.V. Marshall, and T.H. Mases Jr. // J. Geophys. Res. – 1982. – V. 87. – P. 9301–9316.
123. Lane, E.S. Geotherms of the Lake Superior Copper Country / E.S. Lane // Bull. Geol. Soc. Am. – 1923. – V. 34. – P. 703-720.
124. Lean, J. Evolution of the Sun's spectral irradiance since the Maunder Minimum / J. Lean // Geoph. Res. Lett. – 2000. – V. 27. – No. 16. – P. 2425–2428, data from
ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/climate_forcing/solar_variability/lean2000_irradiance.txt.
125. Lean, J. Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change / J. Lean, J. Beer, R. Bradley // Geoph. Res. Lett. – 1995. – V. 22. – No. 23. – P. 3195–3198.
126. Levitus, S.J. Anthropogenic warming of the Earth's climate system / S.J. Levitus, J. Antonov, T. Wang, L. Delworth, K. Dixon, and A. Broccoli // Science. – 2001. – V. 292. – P. 267–270.
127. Lewis, T. Climatic change inferred from underground temperatures / T. Lewis // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Paleoecol. (Global Planet. Change Section). – 1992. – V. 98. – P. 78–282. AFGIM1

128. Lunkka, J.P. Extent and age of the Last Glacial Maximum in the southeastern sector of the Scandinavian Ice Sheets / J.P. Lunkka, M. Saarnisto, V.P. Gey, I. Demidov, and V. Kiselova // *Global Planet. Change.* – 2001. – V. 31. – P. 407–426.
129. Majorowicz, J. The Climate of Europe in Recent Centuries in the Context of the Climate of Mid to High Latitude Northern Hemisphere from Borehole Temperature Logs / In: R. Przybylak, J. Majorowicz, R. Brazdil, M. Kejan (Eds.) *The Polish Climate in the European Context: An Historical Overview*. – Springer Verlag. – 2010. – V. 1. – P. 103–126, doi: 10.1007/978-90-481-3167-9_4.
130. Majorowicz, J.A. Composite surface temperature history from simultaneous inversion of borehole temperatures in western Canadian plains / J.A. Majorowicz, J. Safanda // *Glob. and Planet. Change.* – 2001. – V.29. – P. 231–239.
131. Majorowicz, J. Effect of postglacial warming seen in high precision temperature log deep into the granites in NE Alberta / J. Majorowicz, J. Safanda // *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*. – 2014. – V. 104. – No. 6. – P. 1563–1571.
132. Majorowicz, J. East to west retardation in the onset of the recent warming across Canada inferred from inversions of temperature logs / J. Majorowicz, J. Safanda, W. Skinner // *J. Geoph. Res.* – 2002. – V. 107. – No. B10. – P. 2227, doi:10.1029/2001JB000519.
133. Mann, M.E. Optimal surface temperature reconstructions using terrestrial borehole data / M.E. Mann, S. Rutherford, R.S. Bradley, M.K. Hughes, and F.T. Keimig // *J. Geoph. Res.* – 2003. – V. 108(D7). – P. 4203, doi: 10.1029/2002JD002532.
134. Mann, M.E. Ground vs. surface air temperature trends: Implications for borehole surface temperature reconstructions / M.E. Mann, G.A. Schmidt // *Geoph. Res. Lett.* – 2003. – V. 30. – P. 1607, doi: 10.1029/2003GL017170.
135. Mareschal, J.-C. Evidence for recent warming from perturbed geothermal gradients: Examples from eastern Canada / J.-C. Mareschal, H. Beltrami // *Clim. Past*. – 1992. – V. 6. – P. 135–143.
136. Martinson, D.G. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0–300000 years chronostratigraphy / D.G. Martinson,

N.G. Pisias, J.D. Hays, J. Imbrie, T.C. Moore, N.J. Shackleton // Quat. Res. – 1987. – V. 27. – P. 1–30.

137. Parrenin, F. The EDC3 chronology for the EPICA Dome C ice core / F. Parrenin, J.-M. Barnola, J. Beer, T. Blunier, E. Castellano, J. Chappellaz, G. Dreyfus, H. Fischer, S. Fujita, J. Jouzel, K. Kawamura, B. Lemieux-Dudon, L. Louergue, V. Masson-Delmotte, B. Narcisi, J.-R. Petit, G. Raisbeck, D. Raynaud, U. Ruth, J. Schwander, M. Severi, R. Spahni, J.P. Steffensen, A. Svensson, R. Udisti, C. Waelbroeck, E. Wolff // Climate of the Past. – 2007. – V. 3. – P. 485–497. doi:10.5194/cp-3-485-2007.

138. Pedro, J.B. Tightened constraints on the time-lag between Antarctic temperature and CO₂ during the last deglaciation/ J.B. Pedro, S.O. Rasmussen, and T.D. van Ommen // Clim. Past. – 2012. – V. 8. – P. 1213–1221, doi:10.5194/cp-8-1213-2012, www.clim-past.net/8/1213/2012/.

139. Peixóto, J. P. Physics of climate / J.P. Peixóto, A.H. Oort // Rev. Mod. Phys. – 1984. – V. 56 (3). – P. 365–429.

140. Pickler, C. Laurentide ice sheet basal temperatures at the last glacial cycle as inferred from borehole data / C. Pickler, H. Beltrami, J.-C. Mareschal // Clim. Past. – 2016. – V. 12(1). – P. 115–127.

141. Pielke, Sr. R. A. Heat storage within the Earth system / Sr. R. A. Pielke // Bull. Am. Meteorol. Soc. – 2003. – V. 84 (3). – P. 331–335.

142. Pollack, H.N. Uncertain Science. Uncertain World / H.N. Pollack. – Cambridge Univ. Press. –2005. – 243 pp.

143. Pollack, H.N. Surface temperature trends in Russia over the past five centuries reconstructed from borehole temperatures / H.N. Pollack, D.Yu. Demezhko, A.D. Duchkov, I.V. Golovanova, S. Huang, V.A. Shchapov, and J.E. Smerdon // J. Geoph. Res. – 2003. – V. 108(B4). – P. 2180. doi: 10.1029/2002JB002154.

144. Pollack, H.N. Climate reconstruction from subsurface temperatures / H.N. Pollack, S. Huang // Annu. Rev. Earth. Planet. Sci. – 2000. – V. 28. – P. 339–365.

145. Pollack, H.N. Climate change record in subsurface temperatures: A global perspective / H.N. Pollack, S. Huang, P.-Y. Shen // Science. – 1998. – V. 282. – P. 279–281.

146. Pollack, H.N. Five centuries of climate change in Australia: The view from underground / H.N. Pollack, S. Huang, J.E. Smerdon // Journal of Quaternary Science. – 2006. – V. 21 (7). – P. 701–706.
147. Pollack, H.N. Heat flow from the Earth’s interior: Analysis of the global data set / H.N. Pollack, S.J. Hurter, and J.R. Johnson // Rev. Geophys. – 1993. – V. 31(3). – P. 267–280.
148. Pollack, H.N. Borehole climate reconstructions: Spatial structure and hemispheric averages / H.N. Pollack, J.E. Smerdon // J. Geoph.Res. – 2004. – V. 109. – D11106, doi:10.1029/2003JD004163.
149. Pollack, H.N. Variable seasonal coupling between air and ground temperatures: A simple representation in terms of subsurface thermal diffusivity / H.N. Pollack, J.E. Smerdon, and P.E. van Keeken // Geophys. Res. Lett. – 2005. – V. 32. – L15405, doi: 10.1029/2005GL023869.
150. Rajver, D. The climate record inverted from borehole temperatures in Slovenia / D. Rajver, J. Safanda, P.-Y. Shen // Tectonophysics. – 1998. – V. 291. – P. 263–276.
151. Rath, V. An improved technique for the paleoclimatic inversion of borehole temperatures. /International conference “The Earth’s thermal field and related research methods” / V. Rath, A. Hartmann, and C. Clauser / Proceedings. – 2002. – Moscow. – P. 239–243.
152. Roy, R.F. Heat flow in the United States / R.F. Roy, E.R. Decker, D.D. Blackwell, and F. Birch // J. Geophys. Res. – 168. – V. 73. – No. 16. – P. 5202–5221.
153. Saarnisto, M. Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega Basin to the Salpausselka End Moraines / M. Saarnisto, T. Saarinen // Global Planet. Change. – 2001. – V. 31. – P. 387–405.
154. Safanda, J. Climate history inferred from borehole temperatures, data from the Czech Republic / J. Safanda, V. Cermak, and L. Bodri // Surveys Geophys. – 1997. – V. 18. – P. 197–212.

155. Safanda, J. Evidence of ground surface temperature changes from two boreholes in the Bohemian Massif / J. Safanda, J. Kubik // Glob. Planet. Change. – 1992. – V. 98. – P. 199–208.
156. Salamatin, A.N. Paleoclimatic reconstructions based on borehole temperature measurements in ice sheets. Possibilities and limitations / A.N. Salamatin // In: Physics of Ice Core Records, Hokkaido University Press. – 2000. – P. 243–282.
157. Schmidt, W.L. A decade of air-ground temperature exchange from Fargo, North Dakota / W.L. Schmidt, W.D. Gosnold, and J.W. Enz // Glob. Planet. Change. – 2001. – V. 29. – P. 311–325.
158. Serban, D.Z. Long wavelength ground surface temperature history from continuous temperature logs in the Transilvanian Basin / D.Z. Serban, S.B. Nielsen, C. Demetrescu // Glob. and Planet. Change. – 2001. – V. 29. – No. 3–4. – P. 201–218.
159. Servonnat, J. Influence of solar variability, CO₂ and orbital forcing between 1000 and 1850 AD in the IPSLCM4 model / J. Servonnat, P. Yiou, M. Khodri, D. Swingedouw, S. Denvil // Climate of the Past. – 2010. – V. 6. – No. 4. – P. 445–460.
160. Shackleton, N. The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity / N. Shackleton // Science. – 2000. – V. 289. – P. 1897–1902.
161. Shakun, J.D. Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation / J.D. Shakun, P.U. Clark, F. He, S.A. Marcott, A.C. Mix, Z. Liu, B. Otto-Bliesner, A. Schmittner, E. Bard // Nature. – 2012. – V. 484. – No. 7392. – P. 49–54.
162. Shen, P.-Y. Determination of surface temperature history from borehole temperature gradients / P.-Y. Shen, A.E. Beck // J. Geophys. Res. – 1983. – V. 88. – P. 7485–7493.
163. Shen, P.Y. Least Squares Inversion in Borehole Temperature Measurements in Functional Space / P.Y. Shen, A.E. Beck // J. Geophys. Res. – 1991. – V. 96. – No. B12. – P. 19,965–19,979.

164. Shen, P.Y. Inference of ground surface temperature history from borehole temperature data: a comparison of two inverse methods / P.Y. Shen, H.N. Pollack, S. Huang // *Glob. and Planet. Change.* – 1996. – V. 14. – P. 49–57.
165. Smerdon, J.E. Air-ground temperature coupling and subsurface propagation of annual temperature signals / J.E. Smerdon, H.N. Pollack, V. Cermak, J.W. Enz, M. Kresl, J. Safanda, and J.F. Wehmiller // *J. Geoph. Res.* – 2004. – V. 109. – D21107, doi: 10.1029/2004JD005056.
166. Smerdon, J.E. Daily, seasonal, and annual relationships between air and subsurface temperatures / J.E. Smerdon, H.N. Pollack, V. Cermak, J.W. Enz, M. Kresl, J. Safanda, and J.F. Wehmiller // *J. Geoph. Res.* – 2006. – V. 111. – D07101, doi: 10.1029/2004JD005578.
167. Smith, H.J. Dual modes of the carbon cycle since the Last Glacial Maximum / H.J. Smith, H. Fischer, D. Mastroianni, B. Deck, and M. Wahlen // *Nature*. – 1999. – V. 400. – P. 248–250, data from <ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/icecore/antarctica/taylor/>.
168. Steig, E.J. Ice cores / E.J. Steig // *Paleoclimatology / Ice Cores*. – 2003. – P. 1673–1680.
169. Steig, E.J. Using the sunspot cycle to date ice cores / E.J. Steig, D.L. Morse, E.D. Waddington, and P.J. Polissar // *Geoph. Res. Lett.* – 1998. – V. 25. – No. 2. – P. 163–166.
170. Stulc, P. Climate Change in the Urals, Russia, inferred from borehole temperature data /P. Stulc, I.V. Golovanova, and G.V. Selezniova // *Studia geoph. and geod.* – 1997. – V. 41 – P. 225–246.
171. Taniguchi, M. Disturbances of temperature-depth profiles due to surface climate change and subsurface water flow: An effect of linear increase in surface temperature caused by global warming and urbanization in the Tokyo metropolitan area, Japan / M. Taniguchi, J. Shimada, T. Tanaka, I. Kanyane, Y. Sakura, Y. Shimano, S.D. Siakwan, and S. Kwashima // *Water Resour. Res.* – 1999. – V. 35. – P. 1502–17.

172. Trenberth, K.E. Earth global energy budget / K.E. Trenberth, J.T. Fasullo, and J. Kiehl // American Meteorological Society. – 2009. – P. 311–323, doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2008BAMS2634.1>.
173. Turcotte, D.L. Geodynamics: Applications of continuum physics to geological problems / D.L. Turcotte, G. Schubert – 1982. – 450 pp.
174. Vasseur, G. Holocene palaeotemperatures deduced from geothermal measurements / G. Vasseur, P.H. Bernard, J. van de Meulebrouck, Y. Kast, and J. Jolivet // Palaeogeogr, Palaeoclim., Palaeoecol. – 1983. – V. 43. – P. 237–259.
175. Volobuev, D. M. Central antarctic climate response to the solar cycle / D.M. Volobuev // Climate Dynamics. – 2013. – P. 1–7. DOI 10.1007/s00382-013-1925-3.
176. Wang, K. Estimation of ground temperature history from borehole temperature data / K. Wang // J. Geophys. Res. – 1992. – V. 97. – P. 2095–2106.
177. Wang, K. Climatic changes in central and eastern Canada inferred from deep borehole temperature data / K. Wang, T.J. Lewis, A.M. Jessop // Glob. Planet. Change. – 1992. – V. 98. – P. 129–141.
178. Wang, Z.H. Reconstruction of soil thermal field from a single depth measurement / Z.H. Wang // Journal of Hydrology. – 2012. – 464–465:541–549.
179. Wang, J. A new method for estimation of sensible heat flux from air temperature / J. Wang, R.L. Bras // Water Resources Research. – 1998. – V. 34 (9). – P. 2281–2288.
180. Wang, J. Ground heat flux estimated from surface soil temperature / J. Wang, R.L. Bras // Journal of Hydrology. – 1999. – V. 216. – P. 214–226.