

VI. Геотермия

И.В. Голованова, В.В. Гаврилов

ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ЛИТОСФЕРЫ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Урал характеризуется зоной аномально низких тепловых потоков (менее 30 мВт/м²) в западной части Тагило-Магнитогорского прогиба. Природа аномалии до конца не выяснена.

В работе выполнено численное моделирование распределения температуры и теплового потока в поперечном сечении Южного Урала вдоль профиля УРСЕЙС–95. Цель работ — попытаться ответить на вопрос: можно ли объяснить наблюдаемое на поверхности распределение теплового потока (даже исправленное с учетом влияния палеоклимата) только особенностями распределения радиогенных элементов, или необходимо привлекать какие-то дополнительные условия? При составлении модели считалось, что перенос тепла кондуктивный. Также считалось, что для консолидированных палеозойских и более древних структур тепловое поле практически стационарно, и его характер связан с особенностями распределения радиогенных источников тепла. Последнее предположение вполне приемлемо, так как интенсивные процессы тектоно-магматической активизации Урала завершились в герцинскую эпоху, $\tau \approx 300$ млн. лет назад. Мощность H литосферы, для которой применимо приближение стационарного распределения температуры, можно примерно оценить из соотношения: $H = \sqrt{4a\tau}$, где a — коэффициент температуропроводности пород литосферы, $a \approx 10^{-6}$ м²/с. Отсюда следует, что $H \approx (150–200)$ км.

За основу принят один из вариантов интерпретации сейсмических и гравиметрических данных [Doring et al, 1997] (рис. 1).

При моделировании распределения температуры и теплового потока вдоль сейсмического профиля тепловое поле в поперечном сечении описывается двумерным уравнением теплопроводности для стационарного случая в неоднородной среде в прямоугольной области:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial y} \right) = -Q(x, y), \quad (1)$$

где T — температура, λ — коэффициент удельной теплопроводности, Q — мощность внутренних источников и стоков тепла.

В модели используются следующие граничные условия. На верхней границе задается постоянная средняя температура поверхности Земли (5°C). На боковых границах тепловой поток принимается равным нулю. На нижней границе может задаваться тепловой поток или температура. В предыдущих

работах при составлении моделей вдоль профилей Троицкого и УРСЕЙС–95 [Kukkonen et al, 1997; Golovanova et al, 2000; Голованова, 2001; и др.] использовался вариант, когда на границе литосферы / астеносфера задавалась температура. Такой подход позволяет уменьшить влияние неоднозначности в теплогенерации и теплопроводности на результаты расчетов. Сейсмические данные свидетельствуют о том, что нижняя граница литосферы вдоль профиля погружается с востока от глубины примерно 130 км на запад до глубины примерно 190 км [Berzin et al, 1996; Knapp et al, 1996]. При построении численных двумерных моделей считалось, что на границе литосферы и астеносферы поддерживается постоянная температура, равная температуре солидуса перидотита. Этот подход вызывает ряд возражений, связанных в первую очередь с тем, что возникает сомнение в применимости стационарного приближения на таких больших глубинах. Кроме того, высказывается предположение о термической неустойчивости и возможности возникновения конвекции в мантии в этом случае [Хачай, Дружинин, 1998]. В данной работе глубина расчетной области (модели) ограничивается 70 км. На нижней границе тепловой поток считается постоянным и равным 10 мВт/м². Распределение измеренного теплового потока на поверхности используется как дополнительное условие, которому должны удовлетворять возможные варианты решения прямой задачи. Задача численно решается методом конечных разностей. Программа для расчетов составлена В.В. Гавриловым. Нами использовалась однородная пространственная сетка с шагом 2,5 км по горизонтали и 1,5 км по вертикали. При расчетах учитывалась зависимость коэффициента теплопроводности от температуры и возможность лучистого переноса тепла при высоких температурах [Kukkonen et al, 1997].

Для решения задачи надо знать распределение теплофизических свойств пород по разрезу. Для оценки тепловых параметров верхней части земной коры привлекались в первую очередь наши результаты изучения теплопроводности и теплогенерации по образцам горных пород из скважин и обнажений, а также опубликованные данные. При оценке термических параметров более глубоких слоев коры и мантии мы опирались на геологическую интерпретацию сейсмических и гравиметрических данных вдоль профиля (табл. 1). Отметим, что использование корреляционных связей между плотностью и радиогенной теплогенерацией [Rybach,

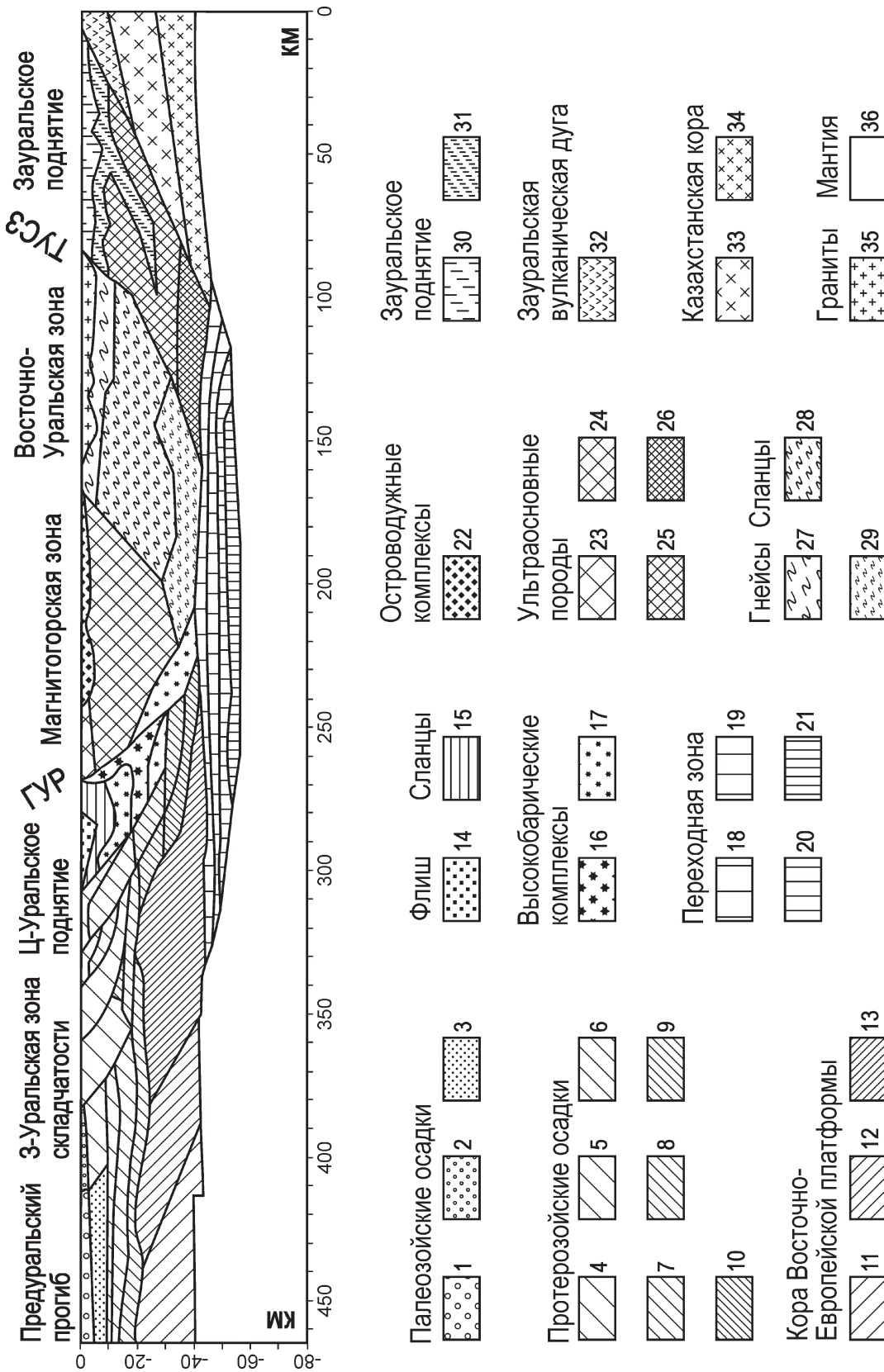


Рис. 1. Модель строения литосферы вдоль профиля УРСЕЙС-95, принятая за основу при моделировании распределения температуры и теплового потока в поперечном сечении Южного Урала

Таблица 1

Значения теплопроводности и радиогенной теплогенерации, использованные при моделировании термического режима литосферы вдоль профиля УРСЕЙС–95

Блок	Литология	ρ	λ	A	Ссылка
1	2	3	4	5	6
1, 2	Палеозойские отложения	2,57–2,62	2,0 (1,5–2,5)	1,0 (0,5–1,5)	1–4
3	То же	2,67	2,0 (1,5–2,5)	1,4 (0,7–2,1)	1–4
4	Протерозойские отложения	2,70	2,9 (2,4–3,4)	1,2 (0,6–1,8)	1–4
5	То же	2,75	2,8 (2,3–3,3)	1,3 (0,6–2,0)	1–4
6	То же	2,78	2,8 (2,3–3,3)	1,2 (0,6–1,8)	1, 2, 4
7	То же	2,80	2,8 (2,3–3,3)	1,1 (0,6–1,7)	1, 2, 4
8	То же	2,90	2,8 (2,3–3,3)	1,0 (0,5–1,5)	1, 2, 4
9	То же	2,95	2,8 (2,3–3,3)	0,5 (0,3–0,7)	1, 2, 4
10	То же	3,00	2,8 (2,3–3,3)	0,4 (0,2–0,6)	1, 2, 4
11	Восточно-Европейская кора	3,05	2,5 (2,0–3,5)	0,4 (0,2–0,6)	1, 2, 4
12	То же	3,07	2,5 (2,0–3,5)	0,4 (0,2–0,6)	1, 2, 4
13	То же	3,10	2,5 (2,0–3,5)	0,4 (0,2–0,6)	1, 2, 4
14	Флиш	2,67	2,0 (1,5–2,5)	1,3 (0,6–2,0)	1–4
15	Сланцы	2,7	2,6 (2,1–3,1)	0,5 (0,3–0,7)	1–4
16	Высокобарические комплексы	2,90	2,8 (2,3–3,3)	0,7 (0,4–1,0)	1–4
17	То же	3,00	2,8 (2,3–3,3)	0,6 (0,3–0,9)	1–4
18	Переходная зона	3,15	2,5 (2,0–3,5)	0,15 (0,08–0,22)	К, 4, 5
19	То же	3,20	2,5 (2,0–3,5)	0,1 (0,05–0,15)	4–6
20	То же	3,25	2,5 (2,0–3,5)	0,06 (0,03–0,09)	4–6
21	То же	3,30	2,5 (2,0–3,5)	0,04 (0,02–0,06)	4–6
22	Породы островодужного комплекса	2,63	2,6 (2,1–3,1)	0,5 (0,3–0,7)	1–4
23	Ультраосновные океанические породы	2,70	2,6 (2,1–3,1)	0,42 (0,21–0,63)	1–4
24	То же	2,96	2,6 (2,1–3,1)	0,3 (0,15–0,45)	1–4
25	То же	3,00	2,5 (2,0–3,5)	0,6 (0,3–0,9)	4–6
26	То же	3,05	2,5 (2,0–3,5)	0,3 (0,15–0,45)	4–6
27	Гнейсы, сланцы	2,80	2,8 (2,3–3,3)	1,3 (0,6–2,0)	1–4
28	То же	2,93	2,7 (2,2–3,2)	1,0 (0,5–1,5)	1–4
29	То же	3,08	2,7 (2,2–3,2)	0,4 (0,2–0,6)	1–4
30	Зауральское поднятие	2,70	2,6 (2,1–3,1)	1,1 (0,6–1,7)	1–4
31	То же	2,83	2,7 (2,2–3,2)	0,8 (0,4–1,2)	1–4
32	Зауральская вулканическая дуга	2,74	2,8 (2,3–3,3)	1,1 (0,6–1,7)	1–4
33	Казахстанская кора	2,93	3,0 (2,5–3,5)	0,9 (0,5–1,3)	1–4
34	То же	3,00	2,5 (2,0–3,5)	0,3 (0,15–0,45)	4–6
35	Граниты	2,67	2,5 (2,0–3,5)	2,0 (1,0–3,0)	1–4
36	Мантия	3,35	4,2 (3,0–5,0)	0,002 (0,001–0,02)	4–6

Примечания: ρ – плотность, г/см³, λ – коэффициент теплопроводности, Вт/(м К), A – радиогенная теплогенерация, мкВт/м³. Номера блоков соответствуют рис. 1. Ссылки для значений теплопроводности и теплогенерации: 1 – данная работа; 2 – В.Е. Сальников [1984]; 3 – И.В. Голованова [1993]; 4 – I.T. Kukkonen et al. [1997]; 5 – G. Zoth and R. Haenel [1988]; 6 – K.P. Jochum et al. [1983].

Buntebarth, 1982] приводит к заниженным значениям температур и тепловых потоков в модели.

Полученный в результате расчетов вариант модели (рис. 2) является возможным и согласуется с геотермическими и сейсмогравитационными данными.

На рис. 3 представлены горизонтальные профили теплового потока на поверхности (а),

на глубине 50 км (б) и температура на глубине 50 км (в). Отметим, что наши результаты аналогичны результатам моделирования, выполненного ранее И. Кукконеном [Kukkonen et al, 1997] для Троицкого профиля ГСЗ.

В полученной модели термический режим литосферы характеризуется незначительными

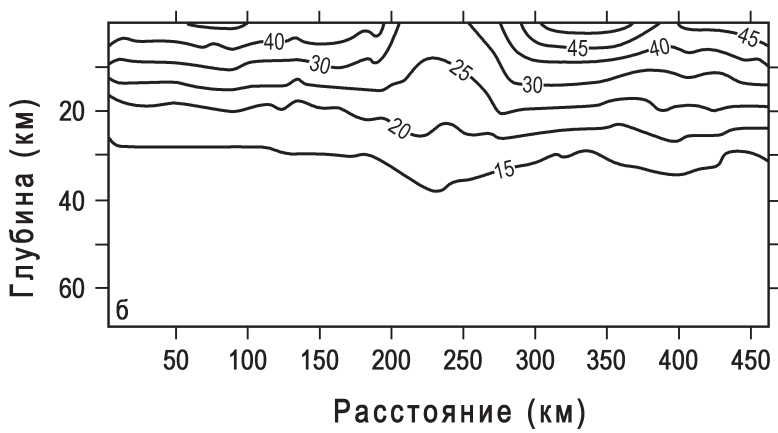
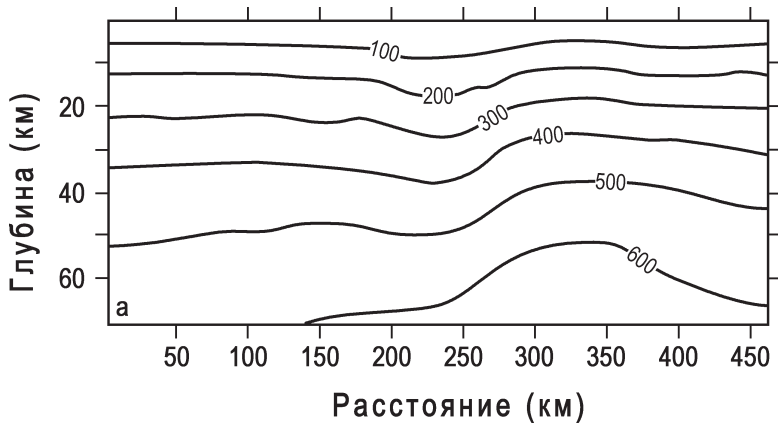


Рис. 2. Геотермическая модель коры и верхней мантии по профилю УРСЕЙС-95: а – температура (°С), б – тепловой поток (мВт/м²)

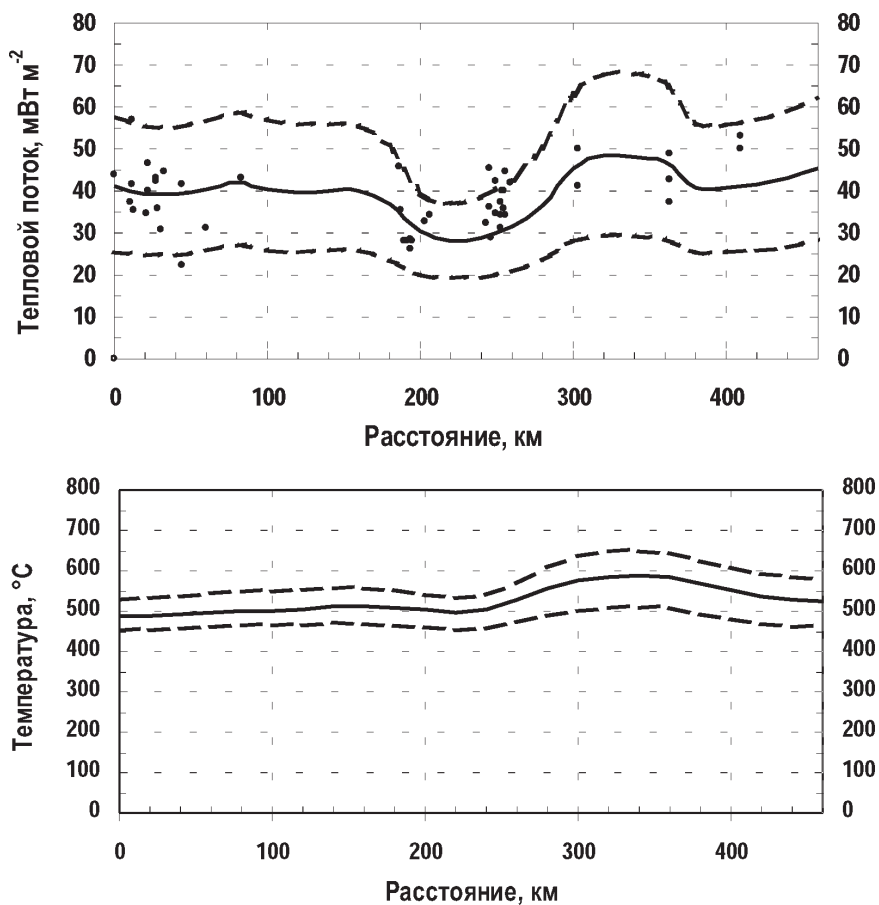


Рис. 3. Горизонтальные профили теплового потока на поверхности и температура на глубине 50 км

горизонтальными вариациями. Распределение температуры относительно однородно, хотя отмечается незначительное понижение температуры в средней и нижней части коры в Магнитогорской зоне. Температура на глубине 50 км (что примерно соответствует глубине поверхности Мохо) составляет 480–580°C, а тепловой поток — около 10 мВт/м². Вычисленный тепловой поток на поверхности составляет 36–44 мВт/м² в западной части профиля, понижается до 28 мВт/м² в Магнитогорской зоне и снова возрастает до 40–46 мВт/м² в восточной части профиля. Вычисленный тепловой поток хорошо согласуется с исправленными на влияние палеоклимата данными по скважинам, отстоящим от линии профиля до 100 км. Значения тепловых потоков по скважинам, в основном, лежат в интервале, ограниченном ± 5 мВт/м² от средних вычисленных значений.

При моделировании практически во всей Магнитогорской зоне приходится принимать очень низкую теплогенерацию — 0,3 мкВт/м³, что ниже, чем среднее арифметическое и геологически взвешенное среднее значения по измерениям для пород приповерхностного слоя. Это может отражать преобладание основных и ультраосновных пород в коре Магнитогорской зоны. Это также согласуется с геологической интерпретацией гравитационных и сейсмических данных [Пучков, 2000; и др.].

Существует представление о том, что тепловой поток из мантии в Тагило-Магнитогорской зоне ниже, чем в соседних [Сальников, 1984; Хачай, Дружинин, 1993, 1998]. В то же время, приведенные результаты моделирования, так же как и предыдущие результаты по Троицкому профилю ГСЗ [Kukkonen et al, 1997], не требуют снижения мантийного теплового потока в Тагило-Магнитогорской зоне. Поэтому И. Кукконеном было выполнено моделирование влияния латеральных вариаций теплового потока на нижней границе расчетной области на глубине 70 км [Kukkonen et al, 1997]. Было показано, что пониженный тепловой поток из мантии не может быть причиной наблюдающегося на поверхности минимума теплового потока. Резкая форма аномалии свидетельствует о том, что ее источники располагаются на меньшей глубине. В той же работе моделировалось влияние структурных неоднородностей в верхней части коры и сделан вывод о том, что эффект рефракции при реальных значениях теплопроводности пород не может привести к минимуму теплового потока в Тагило-Магнитогорской зоне.

Таким образом, полученные результаты моделирования, а также анализ других возможных причин возникновения зоны аномально низких тепловых потоков на Урале, позволяют прийти к выводу о том, что наиболее важной причиной является низкая теплогенерация в Тагило-Магнитогорской зоне. Наблюдаемый минимум теплового

потока в какой-то мере усилен искажающим влиянием палеоклимата, сильнее выраженным в неглубоких скважинах, по измерениям в которых установлено существование зоны аномально низких тепловых потоков.

Литература:

Голованова И.В. Тепловой поток Южного Урала и Предуралья: Препринт. Уфа. 1993. 29 с.

Голованова И.В. Изучение аномалий теплового поля Южного Урала и Предуралья // Ядерная геофизика. Геофизические методы исследования литосферы. Геотермия: Первые научные чтения памяти Ю. П. Булашевича. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2001. С. 15–17.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

Сальников В.Е. Геотермический режим Южного Урала. М.: Наука, 1984. 88 с.

Хачай Ю.В., Дружинин В.С. Тепловой режим и глубинная структура Среднего Урала // Геотермия сейсмических и асейсмических зон. М.: Наука, 1993. С. 41–47.

Хачай Ю.В., Дружинин В.С. Геотермический разрез литосферы Урала вдоль широтных профилей ГСЗ // Физика Земли. 1998. № 1. С. 67–70.

Berzin R., Oncken O., Knapp J.H. et al. Orogenic evolution of the Ural Mountains: Results from an integrated experiment // Science. 1996. V. 274. P. 220–222.

Doring J., Gotze H.-J., Kaban M.K. Preliminary study of the gravity field of the southern Urals along the URSEIS '95 seismic profile // Tectonophysics. 1997. V. 276. P. 49–62.

Golovanova I.V., Kukkonen I.T., Selezniova G.V., Kosarev A.M. Heat flow and heat production in the South Urals // Geothermics at the turn of the Century. Abstracts. University of Evora, Portugal, 3–7 April, 2000. P. 40.

Jochum K.P., Hofmann A.W., Ito E. et al. K, U and Th in mid ocean ridge basalt glasses and heat production, K/U and K/Rb in the mantle / Nature. 1983. V. 306. P. 431–436.

Knapp J.H., Steer D.N., Brown L.D. et al. A lithosphere-scale seismic image of the Southern Urals from explosion source reflection profiling // Science. 1996. V. 274. P. 226–228.

Kukkonen I.T., Golovanova I.V., Khachay Yu.V. et al. Low Geothermal heat flow of the Urals fold belt — implication of low heat production, fluid circulation or palaeoclimate? // Tectonophysics. 1997. V. 276. P. 63–85.

Rybach L., Buntebarth G. Relationship between the petrophysical properties: density, seismic velocity, heat generation, and mineral constitution // Earth Planet. Sci. Lett. 1982. V. 57. P. 367–376.

14. Zoth G., Haenel R. Thermal conductivity // Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination. Dordrecht: Kluwer, 1988. P. 35–41.