

## Структура и компоненты теплового потока

Рассмотрены особенности генерации тепла за счет радиогенного распада долгоживущих изотопов в земной коре (радиогенный тепловой поток) в архей-протерозойских и палеозойских провинциях Евразии и Северной Америки. Тепловой поток, формируемый в мантии, рассчитан как разность между наблюдаемым и радиогенным тепловыми потоками. Основная причина его генерации – это переход потенциальной энергии гравитационной дифференциации в тепло, поэтому мантийный тепловой поток назван «гравигенным». Проведен сравнительный анализ соотношения различных компонентов теплового потока в докембрийских и фанерозойских провинциях и оценена роль эрозии поверхностного теплогенерирующего слоя.

**Ключевые слова:** тепловой поток, радиогенный распад изотопов, радиогенный тепловой поток, гравигенный тепловой поток, теплогенерирующий слой, провинции Евразии и Северной Америки.

Природа теплового потока из недр Земли, который фиксируется в любой точке поверхности планеты, обсуждается уже более двух веков. А с начала XX века, точнее со времени открытия явления радиоактивности (1896 г.), стали говорить о роли радиогенной теплогенерации в тепловом режиме планеты. Сейчас общепризнано, что радиоактивный распад является мощным источником энергии, обуславливающим значительную долю приходной части энергетического баланса. Однако структура теплового потока, как было выяснено в процессе многочисленных исследований, состоит из нескольких компонентов, происхождение которых связано не только с радиогенным теплом.

По мнению И. Витторелло и Г. Поллака (Vitorello, Pollack, 1980), наблюдаемый тепловой поток с поверхности планеты связан, как минимум, с тремя факторами: 1) с радиоактивным распадом содержащихся в литосфере теплогенерирующих элементов (главным образом,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  и  $^{40}\text{K}$ ), 2) с поступлением в литосферу тепла из «конвектирующей мантии» за счет трансформации потенциальной энергии плотностной дифференциации в тепловую<sup>1</sup> и 3) с тепловой энергией, поступающей в литосферу при конвекции магмы и флюидов из нижележащих геосфер во время процесса орогенеза<sup>2</sup>. Количественный расчет вклада этих компонентов является ценным материалом для понимания строения литосферы и подлитосферной мантии.

Более сорока лет назад была открыта связь между тепловым потоком с поверхности ( $q_{\text{sur}}$ ) и величиной радиогенной теплогенерации близповерхностных пород ( $A_{\text{sur}}$ ) (Birch et al., 1968). Установленная положительная корреляция оказалась значимой для целого ряда регионов, которые были названы «провинциями теплового потока» (Lachenbruch, 1968; Roy et al., 1968) и описывалась линейной зависимостью:

$$q_{\text{sur}} = q_r + D \cdot A_{\text{sur}},$$

где  $q_r$  – редуцированный тепловой поток, который, в первом приближении, можно ассоциировать с тепловым потоком, поступающим к подошве слоя активной радиотеплогенерации<sup>3</sup>,  $D$  – коэффициент линейной регрессии, численно равный  $\text{tg}\alpha$  ( $\alpha$  – угол наклона линии регрессии)<sup>4</sup>. Сравнение параметра « $D$ » (км) для различных провинций теплового потока привело к выводу, что, с одной сторо-

ны, он является критерием для выделения этих провинций (Roy et al., 1972), а с другой стороны, характеризует степень дифференциации вещества земной коры, т.е. чем меньше « $D$ », тем кора больше дифференцирована по содержанию долгоживущих радиоизотопов – их концентрация «быстрее» убывает с глубиной (Sass et al., 1981; Jaupart et al., 1981). В (Morgan, Sass, 1984) приведены данные о величине  $D$  в ряде провинций теплового потока. Так, для архейских блоков в пределах Супериор и Онтарио Канадского щита и Вредефорт (Ю. Африка)  $D = 4-7$  км, а в протерозойских блоках Аризоны – 7-8 км, столько же в палеозоидах Аппалачей, хотя в каледонидах Англии и Уэльса  $D = 16$  км.

Детальное изучение распределения теплогенерирующих элементов с глубиной, проведенное на образцах из глубоких и сверхглубоких скважин Канадского щита и южной части Африканской платформы заставило исследователей обратить внимание на особенности переноса  $U$ ,  $Th$  и  $K$  в земной коре. Фракционирование этих элементов контролируется разноглубинными процессами, что отражается в различии параметра  $D$  для этих трех элементов (Jaupart et al., 1981; Hart et al., 1981). Эти процессы включают первичную дифференциацию коры, глубинную циркуляцию флюидов, сопровождающую магматизм и метаморфизм, и циркуляцию метеорных вод (Рис. 1). Если учесть различие параметра  $D$  для каждого элемента, то формула линейной регрессии примет вид:

$$q_{\text{sur}} = q_r + D_U \cdot A_{\text{sur}U} + D_{Th} \cdot A_{\text{sur}Th} + D_K \cdot A_{\text{sur}K}$$

Наверное, не случайно, вводя термин «индекс дифференциации»  $D_I = A_{\text{sur}} / A_{\Sigma}$  (Perry et al., 2006), для его написания авторы выбрали то же обозначение. Физический смысл  $D_I$  понятен, если его рассчитывать по формуле:

$$D_I = A_{\text{sur}} \cdot H / (q - q_M),$$

где  $H$  – мощность коры,  $q$  и  $q_M$  соответственно, поверхностный и мантийный тепловой поток.

В понимании природы редуцированного теплового потока также заметна эволюция. Первоначально его понимали как тепловой поток, поступающий снизу к подошве слоя активной теплогенерации на глубине  $D$  (Roy et al., 1968), т.е. он состоял из теплового потока, генерируемого в мантии и в нижней, обедненной радиоэлементами коре. В дальнейшем, редуцированный тепловой поток стали отождествлять с мантийным тепловым потоком на границе  $M$  (Morgan, Sass, 1984). Но и это понимание продержалось недолго. Ошибки в интерпретации оценок  $q_r$  связывали, во-первых, с учетом латеральных неоднородно-

<sup>1</sup> Этот компонент теплового потока иногда называют «гравигенным теплом» (Morgan, Sass, 1984).

<sup>2</sup> Авторы даже применили термин «орогенное тепло» при описании этого компонента теплового потока.

<sup>3</sup> В классификации (Vitorello, Pollack, 1980) – это компонент «2» плюс компонент «3».

<sup>4</sup>  $\text{tg}\alpha = Dq/DA = |(\text{Вт}\cdot 10^{-3}\cdot\text{м}^{-2})/(\text{Вт}\cdot 10^{-6}\cdot\text{м}^{-2})| = | \text{м}\cdot 10^3 | = | \text{км} |$

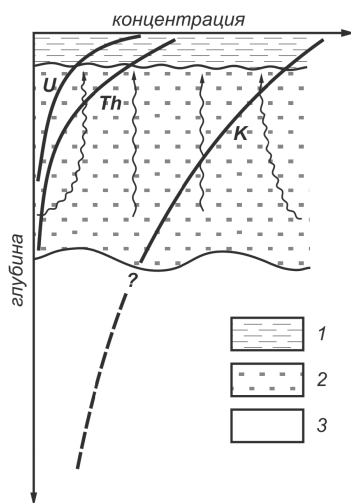


Рис. 1. Процессы, контролирующие распределение радиоактивных элементов в земной коре. Зоны циркуляции: метеорных вод (1); флюидов, сопровождающих магматические и метаморфические процессы (2), 3 – зона метаморфизма высоких степеней.

стей теплопроводности и теплогенерации в средней и нижней коре (Furlong, Chapman, 1987; Pinet, Jaupart, 1987), во-вторых, с влиянием утолщенных литосферных корней («thick lithospheric mantle roots» (Rudnick et al., 1998, p.396)) на тепловой поток из конвектирующей мантии (Ballard, Pollack, 1987; Nyblade, Pollack, 1993). Таким образом, ставить знак равенства между  $q$ , и мантийным тепловым потоком с границы М можно лишь при допущении, что вся кора ниже слоя активной теплогенерации  $D$  сложена ультрабазитами с очень низким содержанием теплогенерирующих элементов.

### Структура теплового потока в архей-протерозойских провинциях

Это небольшое введение показывает, что даже на уровне теоретических рассуждений в вопросах понимания структуры теплового потока не всё ясно. Тем не менее, на региональном уровне самые результативные исследования в данном направлении относятся к районам древних платформ. Наиболее продвинутыми являются результаты, полученные на основе данных глубокого бурения на Канадском щите и в Южной Африке (Pinet et al., 1991; Rudnick, Fountain, 1995; Rudnick et al., 1998; McLennan, Taylor, 1996), а также в Кольской сверхглубокой скважине СГ-3 (Popov et al., 1999).

В таблице 1 приведены оценки «коровой» и «мантийной» составляющих теплового потока вдоль сейсмических профилей при допущении, что во всех указанных архейских и протерозойских провинциях мощность коры составляет 41 км, а среднее значение теплового потока

равно 41 и 55 мВт/м<sup>2</sup>, соответственно, для архейских и протерозойских блоков.

Эти расчеты довольно приблизительные, т.к. во многих случаях приходилось делать допущения из-за отсутствия каких-либо аналитических данных. Например, в провинциях №№ 1, 3 и 4 нижняя кора, с глубины 21 км, судя по граничным сейсмическим скоростям, сложена гранулитами, для которых одни исследователи (Rudnick, Fountain, 1995) предлагают принять значение теплогенерации 0,06 мкВт/м<sup>3</sup>, а другие (Pinet, Jaupart, 1987) – 0,4 мкВт/м<sup>3</sup>. Этим объясняется 20-25 %-ный разброс оценок компонентов теплового потока.

Для протерозойской провинции Северной Норвегии, как видно из табл. 1, компоненты теплового потока определены точнее, т.к. эти оценки получены на основании детального измерения теплового потока, гравитационного поля и значений теплогенерации для различных типов пород средней и нижней коры, тектонически выведенных на поверхность. В Южной Норвегии, где появляется самая мощная кора (43 км), она состоит в средней и нижней части из 7-км-ой толщи амфиболитов и гранитов, перекрывающих 28-км-ую толщу гранулитов. Средняя теплогенерация 0,4 мкВт/м<sup>3</sup> в этом разрезе обеспечивает коровый тепловой поток 35 мВт/м<sup>2</sup>. Но еще большее значение коровой компоненты теплового потока отмечается в провинции Намаква (Южная Африка), где из-за высокой средней теплогенерации (2,3 мкВт/м<sup>3</sup>), она оценивается, примерно, в 40 мВт/м<sup>2</sup>. Как видно из приведенных данных, коровый тепловой поток изменяется в архейских и протерозойских блоках литосферы от 20 до 45 мВт/м<sup>2</sup>, т.е. более чем в два раза. Отсюда следует явный вывод, что он, практически, не зависит от мощности коры. В оценках (Rudnick, Fountain, 1995) она была принята как 41 км, но и реально, анализируя положение границы с сейсмической скоростью 8,2 км/с, которая ассоциируется с глубиной раздела М, можно видеть, что эта глубина составляет от 38 до 43 км (Jaupart, Mareschal, 2003).

Среди архей-протерозойских структур восточного полушария наиболее полно исследованы параметры и компоненты теплового поля Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Детальный анализ радиогенной теплогенерации в отдельных слоях земной коры и в разных структурно-формационных зонах платформы приведен в монографии (Боганик, 1975). В дальнейшем, некоторые аналитические данные и расчеты были уточнены (Кутас, 1978;

Смыслов и др., 1979; Сальников, 1984), что привело даже к изменению идеологии оценки роли корового и мантийного тепла. Так, по данным Н.С. Боганика (1975), на платформе выделяются некоторые области, где наблюдаемый тепловой поток полностью обеспечивается радиогенной теплогенерацией (восточная часть Балтийского щита, Воронежский кристаллический массив, Украинский щит, западная и центральная части Прикаспийской впадины). В большинстве же структур платформы, по его мнению, соотно-

№№	Регион	Тепловой поток (мВт/м <sup>2</sup> )		Ссылка
		коровый	мантийный	
<b>Архей</b>				
1	Вредефорт, Ю.Африка	29-36	5-12	<i>Nicolayson et al., 1981</i>
2	Льюисиан, Шотландия	25-30	11-16	<i>Weaver, Tarney, 1984</i>
3	Капусесинг, Онтарио	23-28	13-18	<i>Ashwal et al., 1987</i>
4	Пиквитоней, Манитоба	20-23	18-21	<i>Fountain et al., 1987</i>
5	Киркланд-лейк, Супериор	23-26	14-18	<i>Mareschal et al., 2000</i>
6	Дхарвар, Индия	22-25	12-16	<i>Roy, Rao, 2000</i>
<b>Протерозой</b>				
7	Сев. Норвегия	34-35	20-21	<i>Pinet, Jaupart, 1987</i>
8	Комплекс Кагалина, Аризона	>26-34	<21-29	<i>Ketcham, 1996</i>
9	Комплекс Харквахала, Аризона	>32-44	<11-23	<i>Ketcham, 1996</i>
10	Аравалли, Индия	35-38	28-31	<i>Roy, Rao, 2000</i>
11	Намаква, Ю.Африка	39-43	13-18	<i>Jones, 1987</i>

Табл. 1. Вклад «коровой» и «мантийной» компонент теплового потока.

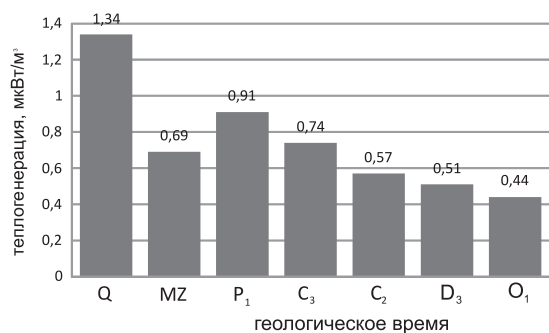


Рис. 2. Среднее значение радиогенной теплогенерации в карбонатных породах для стратиграфических комплексов Восточно-Европейской платформы (по данным Боганик, 1975).

шение корового и «подкорового» тепловых потоков составляет 9:1. Лишь на периферии платформы, вблизи более молодых тектонических структур Карпат, Кавказа и Урала, доля тепла, поступающего к подошве земной коры, увеличивалась до 20 %.

«Изменение идеологии» оценки роли коровой и мантийной компонент теплового потока было обусловлено появлением более точных и многочисленных измерений теплового потока на ВЕП, а также совершенствованием аналитической базы для определения концентрации  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  и  $^{40}\text{K}$  в образцах керна (Смыслов и др., 1979). По данным А.А. Смыслова и У.И. Моисеенко, на Балтийском щите, в Мезенской впадине, на Тимане и на Пугачевском выступе из мантии поступает 30-40 % наблюдаемого на поверхности теплового потока, а в Московской синеклизе (данные по скважинам вблизи г.Данилов и г. Солигалич) – 40-45 %. Эти оценки уже сопоставимы с теми, которые приведены выше для других древних платформ.

К сожалению, авторы названных работ не обсуждают реальные модели вертикального распределения теплогенерации для районов ВЕП, категорически заявляя, что «...распределение радиоактивных элементов в породах архея, протерозоя, палеозоя и мезо-кайнозоя (авторское написание) не подчиняется экспоненциальному закону, причем протерозойский комплекс пород выделяется наиболее высокими содержаниями их. В пределах больших стратиграфических интервалов распределение радиоактивных элементов обуславливается главным образом литологическим составом пород» (Боганик, 1975, с.35). Однако там же, приводя данные о радиогенной теплогенерации в карбонатах стратиграфических комплексов ВЕП (Боганик, 1975, с.35, табл. 6), указывается на то, что в четвертичных отложениях, да и в среднем для кайнозоя, теплогенерация составляет 1,34 мкВт/м<sup>3</sup>, а в ордовик-силурийских – 0,44 мкВт/м<sup>3</sup> (Рис. 2).

Уменьшение теплогенерации с глубиной всё же дает основание предположить экспоненциальный характер ее убывания. Учитывая, что параметр  $D$  в экспоненциальной модели численно равен глубине, на которой теплогенерация убывает в «e» (2,718) раз, рассчитаем, что на глубине  $D$  теплогенерация равна 0,49 мкВт/м<sup>3</sup>, т.е. глубина  $D$  примерно совпадает с кровлей ордовикских отложений, которая в центральной части ВЕП (Московская синеклиза, Абдулино-Серноводская впадина) находится на 4,0-4,5 км.

Таким образом, толщина слоя активной теплогенерации ( $D$ ), практически, совпадает в структурах Канадского щита, где она оценена по измерениям теплогенерации в

метаморфических породах амфиболитовой и гранулитовой фаций, и на ВЕП – по оценкам в карбонатных породах осадочного чехла. Это лишний раз доказывает высказанное довольно давно мнение (Jaupart et al., 1981), что параметр  $D$  устойчив для провинции теплового потока даже в случае дифференцированной эрозии. Объекты, расположенные на выступе фундамента и на поверхности осадочного чехла в пределах одной провинции теплового потока, будут различаться лишь величиной поверхностной теплогенерации ( $A_{sur}$ ).

На Сибирской платформе теплогенерация подробно изучена в пределах Алданского щита (Ножкин и др., 1994). Алданский щит – крупнейший выступ кристаллического фундамента Сибирской платформы. На севере и востоке щит перекрыт чехлом верхнепротерозойских и фанерозойских отложений, на юге и западе, по системе глубинных разломов он контактирует с блоками байкальской складчатости. Древнейшие образования фундамента (инфракомплексы) представлены гнейсами, кристаллическими сланцами и чарнокитами с возрастом более 3 млрд лет. Содержание радиоизотопов урана, тория и калия, а также величина теплогенерации в гнейсовых (1,25-2,14 мкВт/м<sup>3</sup>) и чарнокитовых (0,66-1,28 мкВт/м<sup>3</sup>) формациях весьма изменчивы, что отражает различие структурных уровней земной коры и исходного состава протолита, а также неоднородность интенсивности метаморфизма и гранитизации. Теплогенерация, рассчитанная пропорционально площадям блоков – выступов инфракомплексов, оценивается как  $1,09 \pm 0,07$  мкВт/м<sup>3</sup>.

Последующее развитие щита связано с образованием супракомплексов, сложенных метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами разного состава: кристаллическими сланцами, кварцитами, известково-силикатными и карбонатными породами, количественное соотношение между которыми варьирует в очень широких пределах. Аналитически полученное среднее значение теплогенерации в этом комплексе составляет  $0,83 \pm 0,11$  мкВт/м<sup>3</sup>.

Верхний структурный этаж фундамента представлен мощными раннепротерозойскими толщами субплатформенных терригенно-осадочных или вулканогенных образований. В это же время формировались крупные, но неоднородные по составу массивы интрузивных пород. Их теплогенерация изменяется в очень широких пределах. Например, в лейкогранитовой формации этого комплекса имеются оценки теплогенерации 0,56; 1,94 и 3,99 мкВт/м<sup>3</sup>. Авторы (Ножкин и др., 1994) оценивают среднюю теплогенерацию блока как  $1,9 \pm 0,9$  мкВт/м<sup>3</sup>.

Сопоставление радиотеплогенерации в формациях Алданского щита (Чаро-Олекминский блок) с измеренными значениями теплового потока проведено на основе данных о тепловом потоке (Балобаев, 1991). На рис. 3 показаны результаты этого сопоставления. Массивы теплогенерации и теплового потока, насчитывающие 9 пар значений, тесно коррелируют. В результате расчета фитинга получено уравнение регрессии:

$$q = 18,5 + 13,5 \cdot A_{sur}$$

Учитывая, что измеренный тепловой поток в Чаро-Олекминском блоке составляет  $40 \pm 4,5$  (34-46) мВт/м<sup>2</sup>, вычитая из него редуцированный тепловой поток, получаем оценку его радиогенной компоненты – 22 мВт/м<sup>2</sup>.

Сравнивая соотношение корового (радиогенного) и ре-

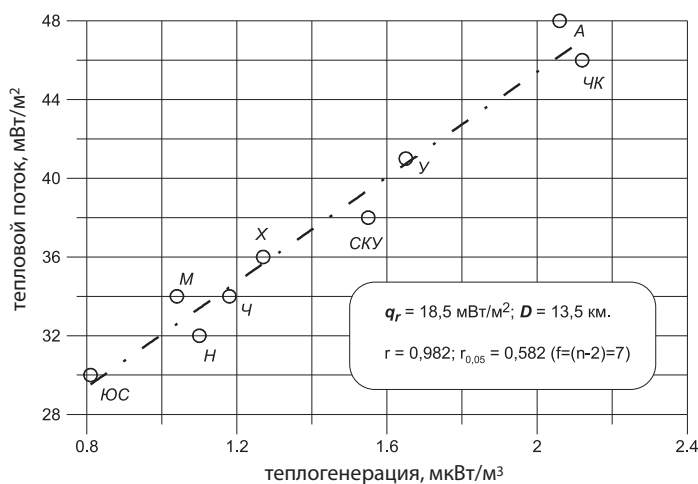


Рис. 3. Связь теплового потока с поверхностной теплогенерацией для скважин на Алданском щите (Чаро-Олекминский блок). Кругиками обозначены участки: М – Мурун; СКУ – Сухой Камлах Улах; Ч – Чаруода; Х – Холболох; ЮС – Южный Сулумат; А – Ансам; У – Укдуска; Н – Наминга; ЧК – Чина-Катугино.

дуцированного (мантийного<sup>5</sup>) теплового потока на Канадском щите, на ВЕП и на Алданском щите Сибирской платформы, можно видеть, что редуцированный тепловой поток для всех объектов примерно совпадает. Одинаковым оказалось и отношение этих двух компонентов теплового потока, а именно, 55:45 % в пользу радиогенного. Однако, параметр глубины  $D$  на Алданском щите в три раза больше, чем на Канадском щите и на ВЕП, что может свидетельствовать о более равномерном распределении по глубине изотопов  $U$  и  $Th$ . Более достоверную модель распределения теплогенерирующих элементов по глубине трудно предложить из-за полного отсутствия соответствующих данных.

На рис. 4 приведены результаты расчета температур в литосфере при различных вариантах распределения параметров теплогенерации, а также поверхностного и мантийного тепловых потоков.

Наиболее близки к реальной ситуации кривые 1-3, в которых учтены фактически определенные значения поверхностного теплового потока и поверхностной теплогенерации при допущении, что распределение теплогенерации подчиняется экспоненциальной модели. Кривые 4 и 5 имеют чисто теоретический интерес. В них заложены условия: отсутствие мантийного теплового потока (4) и почти полное отсутствие корового радиогенного потока (5). Точка пересечения расчетных геотерм с кривой мантийной адиабаты указывает на положение подошвы «термической литосферы». Ниже глубины точки пересечения температура распределяется в соответствии с адиабатическим температурным градиентом, а значит, здесь реализуется не только кондуктивный, но и конвективный механизм теплопередачи. По нашим расчетам, мощность литосферы в архейских блоках при среднем тепловом потоке 41 мВт/м<sup>2</sup> может составлять 370-380 км, а в протерозойских – при среднем тепловом потоке 55 мВт/м<sup>2</sup> – 190-200 км.

### Структура теплового потока в палеозойских складчатых поясах

Описание структуры теплового поля в палеозоидах нами будет проведено на базе детального его изучения на

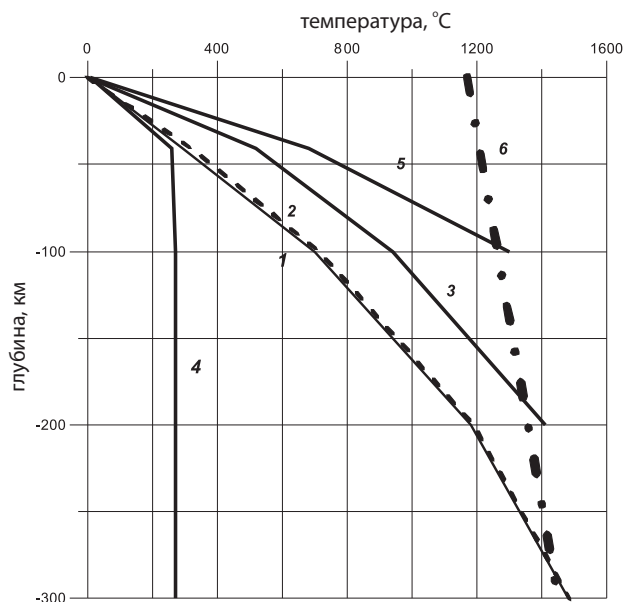


Рис. 4. Геотермы, рассчитанные с разными значениями поверхностного теплового потока ( $q$ ), мантийного теплового потока ( $q_m$ ), поверхностной теплогенерации ( $A_{sur}$ ) и параметра  $D$ :

- 1)  $q = 41$  мВт/м<sup>2</sup>,  $q_m = 18$  мВт/м<sup>2</sup>,  $A_{sur} = 1,4$  мкВт/м<sup>3</sup>,  $D = 5$  км,  $k = 2,5$  Вт/(м·К),  $M = 41$  км;
- 2)  $q = 41$  мВт/м<sup>2</sup>,  $q_m = 18$  мВт/м<sup>2</sup>,  $A_{sur} = 1,4$  мкВт/м<sup>3</sup>,  $D = 10$  км,  $k = 2,5$  Вт/(м·К),  $M = 41$  км;
- 3)  $q = 55$  мВт/м<sup>2</sup>,  $q_m = 23$  мВт/м<sup>2</sup>,  $A_{sur} = 1,4$  мкВт/м<sup>3</sup>,  $D = 10$  км,  $k = 2,5$  Вт/(м·К),  $M = 41$  км;
- 4)  $q = 55$  мВт/м<sup>2</sup>,  $q_m = 0$  мВт/м<sup>2</sup>,  $A_{sur} = 1,4$  мкВт/м<sup>3</sup>,  $D = 5$  км,  $k = 2,5$  Вт/(м·К),  $M = 41$  км;
- 5)  $q = 55$  мВт/м<sup>2</sup>,  $q_m = 50$  мВт/м<sup>2</sup>,  $A_{sur} = 1,4$  мкВт/м<sup>3</sup>,  $D = 5$  км,  $k = 2,5$  Вт/(м·К),  $M = 41$  км;
- 6) мантийная адиабата.

Для всех вариантов расчета теплопроводность литосферы ( $k$ ) была принята как 2,5 Вт/(м·К), мощность коры ( $M$ ) – 41 км.

месторождениях Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), где концентрация радиогенных элементов определялась по образцам керна пробуренных скважин с последующим расчетом радиогенной теплогенерации.

Но перед этим кажется целесообразным привести данные по изученным палеозойским провинциям теплового потока (Табл. 2).

Мы видим, что редуцированный тепловой поток по отношению к измеренному составляет от 28 до 57 % (в среднем  $39,3 \pm 10,3$  %). Несмотря на то, что в абсолютных единицах редуцированный (в первом приближении, «мантийный») тепловой поток в палеозоидах выше, чем в докембрийских породах, коровая его компонента остается такой же, как в провинциях архея и протерозоя. Обращают на себя внимание две особенности наблюдаемых параметров: во-первых, более высокие значения параметра  $D$  в палеозойских провинциях по сравнению с более древними, что косвенно характеризует более сильную дифференциацию пород в архей-протерозойских структурах, во-вторых, аномально низкие значения редуцированного теплового потока и параметра  $D$  на Южном Урале. В пределах Северной Евразии регионы с таким аномально низким тепловым потоком в составе палеозойдов встречаются также в северной части Салаирского антиклинория, в Горловском прогибе и примыкающей части Томь-Кольванской зоны (Тепловое поле недр..., 1987). Одной из причин такого уменьшения наблюдаемого теплового потока назы-

<sup>5</sup>С оговоркой, обсуждавшейся выше.

Провинция	Возраст, млн лет	Тепловой поток, мВт/м <sup>2</sup>	Редуцированный тепловой поток, мВт/м <sup>2</sup>	Параметр $D$ , км	Th/U	Литературный источник
Аппалачи и Новая Англия (США)	400-100	57±17	33±4	7,5±0,2	4,2±1,1	Roy et al., 1972
Англия и Уэльс	600-300	59±23	25±3	16±1,6	1,5	Richardson, Oxburgh, 1978; Lee et al., 1987
Норвегия	450-250	50±15	20	8,4	3,3±1,5	Swanberg et al., 1974
Иберийская Месета	350-250	46±12	13	11,5	3,5	Albert-Beltran, 1979
Алтай, Саяны, Зап.-Сибирская плита	600-250	53±22	17±8	16±1,8	4,6	Тепловое поле недр..., 1987
Тянь-Шань	450-250	56±16	22-25	12,5	5,1±1,3	Мозолева, 1993 с добавлением авторов
Южный Урал	400-320	32±6	5±4	6,6±2,3	6,3±2,5	Сальников, 1984; Хуторской, 1996

Табл. 2. Параметры некоторых палеозойских провинций теплового потока.

вают снижение его мантийной компоненты до 4-5 мВт/м<sup>2</sup> вместо указанных в табл.2 17±8 мВт/м<sup>2</sup>, характеризующих всю Алтае-Саянскую область. Можно согласиться с авторами работ, обсуждающих данный феномен (Сальников, 1984, Тепловое поле недр..., 1987), что причин аномального снижения мантийного теплового потока несколько.

Одной из причин, объясняющих это явление, является предложенная нами модель экранирования мантийного теплового потока аллохтонными литосферными пластинами во время заключительной фазы перестройки палеоокеанической коры позднепалеозойского океана, при которой мантийный тепловой поток почти полностью расходовался на прогрев нижней части аллохтона на глубинах, соизмеримых с мощностью палеоокеанической литосферы (70-80 км), т.е. значительно ниже границы М. Естественно, что он приобрел нестационарный характер. Расчеты показали, что нестационарный режим при таких геометрических параметрах экранирования может продолжаться более 300 млн лет, т.е. проявляется в современном характере теплового поля (Хуторской, 1996; Хуторской, Поляк, 2014).

Анализируя данные о содержании радиоактивных изотопов в горных породах Южного Урала и Салаира как основу для расчета «коровой» радиогенной компоненты теплового потока, мы не наблюдаем каких-либо аномальных снижений концентрации <sup>238</sup>U, <sup>232</sup>Th и <sup>40</sup>K. Очевидно, что причиной появления аномально низкого наблюдаемого теплового потока является все-таки понижение его мантийной составляющей.

Нами впервые проведен синтез данных о структуре теплового потока для обширной территории ЦАСП, включающей районы Северного и Центрального Казахстана, Тянь-Шаня и Монголии. Данные о концентрации долгоживущих изотопов получены по образцам керна из скважин рудных месторождений на этой территории. Анализ порошковых проб был выполнен рентгеноспектральным флуоресцентным методом на рентгеновском вакуумном спектрометре в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН. Из полученных в результате анализа валовых концентраций  $U$ ,  $Th$ ,  $K$  были вычислены концентрации основных теплогенерирующих изотопов <sup>238</sup>U, <sup>232</sup>Th и <sup>40</sup>K, исходя из

предположения, что изотопы распространены в природе следующим образом: <sup>238</sup>U – 99,27 % от общего  $U$ , <sup>232</sup>Th – 100 %, <sup>40</sup>K – 0,0117 % от общего  $K$  (Jaupart, Mareschal, 2003).

При анализе соотношения корового и мантийного тепловых потоков в ЦАСП мы априорно приняли экспоненциальную модель изменения теплогенерации с глубиной, хотя ранее проведенные нами расчеты  $A_{sur}$

(мкВт/м<sup>3</sup>) были выполнены для отдельных слоев литосферы с учетом среднего содержания в них долгоживущих радиоизотопов (Баранов и др., 1963; Смыслов и др., 1979; Сальников, 1984; Хуторской, 1996):

Гранитно-метаморфический слой -	1,55
верхняя часть -	2,31
нижняя часть -	1,26
Базальтовый слой -	0,46
верхняя часть -	0,67
нижняя часть -	0,25
Верхняя мантия -	0,008

Полученные величины радиогенной теплогенерации для «послойной» модели с высокой степенью достоверности могут быть аппроксимированы экспоненциальным характером убыванием теплогенерации. В этом легко убедиться, представив приведенные в таблице значения на графике. Ориентировочно можно указать и величину  $D$ , если принять, что  $A_{sur} = 2,31$  мкВт/м<sup>3</sup> ( $2,31 : 2,718 = 0,85$  мкВт/м<sup>3</sup>). Интерполируя значения теплогенерации, можно предположить, что подошва слоя  $D$  находится в середине нижней части гранитно-метаморфического слоя земной коры. Исходя из результатов интерпретации данных ГСЗ для региональных профилей в пределах ЦАСП, например, для профилей «Балхаш-Темиртау», «Темиртау-Петропавловск» и «Темиртау-Самара» (Щукин Ю.К., личное сообщение, 1992), можно оценить мощность гранитно-метаморфического слоя в 15-16 км, а его нижнюю часть с граничными сейсмическими скоростями 6,0-6,2 км/с – в интервале от 11 до 16 км. Проверим, находится ли глубина слоя активной теплогенерации ( $D$ ) в этом диапазоне глубин при априорном задании экспоненциальной модели убывания теплогенерации.

При построении экспоненциальной модели радиотеплогенерации для каждого геотермического объекта, т.е. скважины, в которой измерялся тепловой поток, рассчитывалась величина  $A_{sur}$  по формуле:

$$A_{sur} (\text{мкВт/м}^3) = 0,132 \cdot \rho \cdot (0,718U + 0,193Th + 0,262K),$$

где  $U$ ,  $Th$  – концентрации урана и тория в г/т;  $K$  – вес.%,  $\rho$  – плотность породы, г/см<sup>3</sup>. Эти данные были получены аналитическими методами по отобраным в кернохранилищах образцам керна.

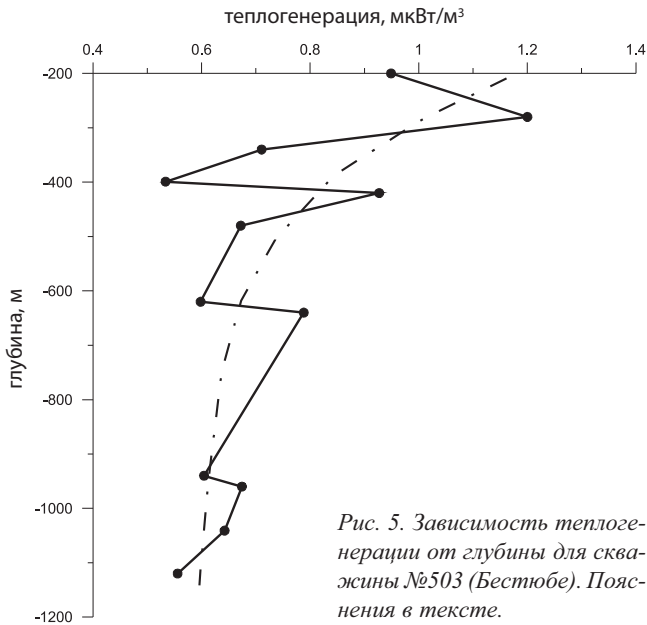


Рис. 5. Зависимость теплогенерации от глубины для скважины №503 (Бестюбе). Пояснения в тексте.

Возможность аппроксимации распределения теплогенерации по глубине экспоненциальной моделью доказывается эмпирическими данными, полученными нами на месторождении Бестюбе в скв. №503 (Рис. 5). Мы построили с помощью программы «STATISTICA» фитинговую кривую, априорно задав ее как экспоненту. Полученное экспоненциальное представление эмпирического распределения теплогенерации может быть описано уравнением:  $A_z = 1,2 \cdot \exp(z/12)$  при  $r^2 = 0,591$  ( $r_{0,05} = 0,576$  для одностороннего критерия Пирсона). В приведенной формуле значение 1,2 мкВт/м<sup>3</sup> – это поверхностная теплогенерация для Бестюбе, а значение 12 км в знаменателе экспоненты – параметр  $D$  для той же структуры.

На рис. 6 представлена зависимость измеренного теплового потока на рудных месторождениях Центрального и Южного Казахстана, Тянь-Шаня и Монголии от величины поверхностной теплогенерации.

Тепловой поток, как видно из рисунка, меняется от 20 мВт/м<sup>2</sup> на угольном месторождении Таван-Толгойт в Южно-Монгольском герцинском складчатом поясе до 94 мВт/м<sup>2</sup> на оловорудном месторождении Учкошкон в Кокшаальской зоне Южного Тянь-Шаня. Не менее значителен диапазон разброса значений поверхностной теплогенерации – от 0,44 мкВт/м<sup>3</sup> на том же Таван-Толгойте до 3,9 мкВт/м<sup>3</sup> на медно-порфировом месторождении Актогай в Прибалхашской впадине. Эти две выборки данных показали значимую парную корреляцию. Коэффициент корреляции  $r = 0,555$  ( $r_{0,05} = 0,344$  для  $n-2 = 22^{(6)}$ ). Линейный характер зависимости теплового потока от поверхностной теплогенерации можно аппроксимировать уравнением:

$$q = 25,5 + 12,6 \cdot A_{sur}$$

из которого ясно, что  $q$  составляет 25,5 мВт/м<sup>2</sup>, а параметр  $D = 12,6$  км, т.е. лежит внутри интервала оценки глубины нижней части гранитно-метаморфического слоя и почти совпадает с расчетом  $D$  для месторождения Бестюбе.

Коровый радиогенный тепловой поток  $q_{кор}$  определяется интегралом:

$$q_{кор} = \int_0^M A_{sur} \cdot \exp(-z/D) dz,$$

<sup>6</sup> $n$  – количество элементов в выборках;  $n-2$  – число степеней свободы.

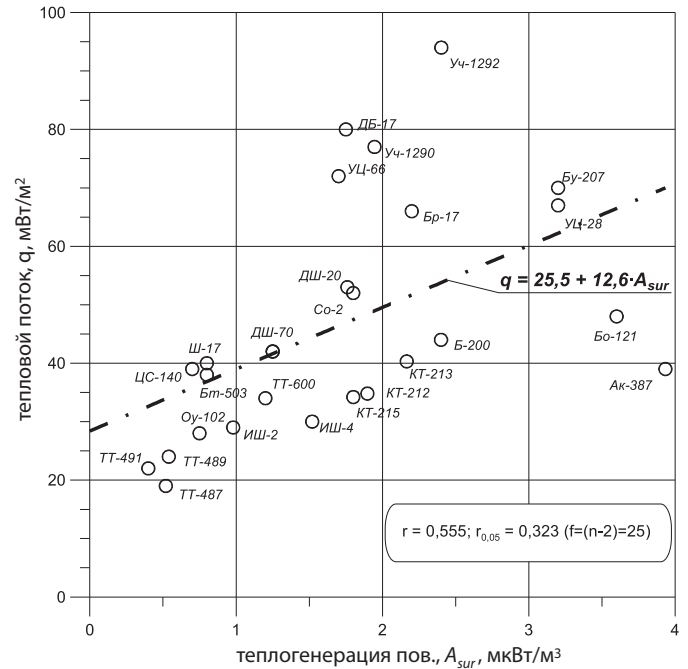


Рис. 6. Связь теплового потока ( $q$ ) с поверхностной теплогенерацией ( $A_{sur}$ ) для рудных месторождений ЦАСП. Подписи у точек – символ названия месторождения и номер скважины: Уч – Учкошкон (Южн. Тянь-Шань); ДБ – Дунд-булаг; УЦ – Ундур-Цаган; Бр – Бэрх; Бу – Буринхан; ДШ – Дзан-Ширэ; Ш – Шанд; ЦС – Цаган-Субурга; ТТ – Таван-Толгойт; Оу – Оуют; ИШ – Их-Шанхай (Монголия); Бт – Бестюбе; Со – Сарьой; Бо – Борлы; КТ – Сев. Катпар; Ак – Акбокай (Центр. Казахстан).

где  $M$  – мощность земной коры; ось  $z$  направлена вниз. Интеграл легко вычисляется, в результате чего получается формула:

$$q_{кор} = D \cdot A_{sur} \cdot (1 - \exp(-M/D)).$$

После подстановки в эту формулу соответствующих значений параметров для районов ЦАСП, получаем расчетную величину корового (радиогенного) теплового потока 26,2 мВт/м<sup>2</sup>. Практически, с учетом погрешности наших оценок, можно видеть, что соотношение корового (радиогенного) и редуцированного (мантийного) теплового потока составляет 50:50 %.

Недавно были впервые сделаны оценки радиогенной теплогенерации в неконсолидированных рыхлых осадках шельфового Баренцева моря и прилегающих акваторий Северной Атлантики (Титова, Ахмедзянов, 2012). Как известно, неконсолидированные осадки во впадинах Баренцева моря залегают на консолидированных терригенных комплексах мела, а на выступах фундамента вблизи архипелагов Новая Земля и Шпицберген – лежат непосредственно на позднепалеозойских породах (Верба, 2008). Значения теплогенерации изменяются в довольно узких пределах: от 0,93 мкВт/м<sup>3</sup> на своде Федынского в юго-западной части Баренцева моря до 1,37 мкВт/м<sup>3</sup> в троге Орла, находящегося на северной окраине Баренцевоморского шельфа между островами Белый и Северо-Восточная Земля Шпицбергена. В троге Франц-Виктория и на склоне хребта Книповича в Северной Атлантике в осадках измерено значение теплогенерации 1,11 мкВт/м<sup>3</sup>.

Полученные значения теплогенерации характерны для осадочных глинистых пород. В работе (Vila et al., 2010) приводится компиляция более 2 тыс. измерений концентраций урана, тория и калия. На основе этой компиляции ав-

торами была определена средняя радиогенная теплогенерация для осадочных и, отдельно, для глинистых пород. Значения, соответственно, равны 1,1 и 1,39 мВт/м<sup>3</sup>.

Можно заметить, что радиогенная теплогенерация в осадочных породах, вне зависимости от их консолидации, показывает очень близкие величины, что легко объясняется происхождением этих неконсолидированных осадков, материнскими породами для которых являлись более древние отложения, разрушавшиеся в результате надводной и подводной эрозии.

Учитывая мощность неконсолидированных осадков в некоторых глубоких трогах Баренцева моря, составляющую 2-2,5 км, можно рассчитать радиогенный тепловой поток, формирующийся в этом слое. Он не превышает 3 мВт/м<sup>2</sup>. Однако, если эти величины теплогенерации распространить на весь осадочный чехол Баренцева моря, составляющий 12-13 км в Восточно-Баренцевском мегапрогибе или в Демидовской седловине (Хуторской и др., 2013), то тот же расчет радиогенной компоненты теплового потока дает значения 13-14 мВт/м<sup>2</sup>. Граница М в Баренцевом море вдоль геотраверса ГСЗ-76 залегает на глубине 40-42 км. Учитывая среднее значение удельной теплогенерации для пород протерозойского фундамента, измеренных, например, в Сев.-Норвегии, составляющее 0,4 мВт/м<sup>3</sup> (Swanberg et al., 1974), можно рассчитать, что коровая компонента под акваторией Баренцева моря составит 25-27 мВт/м<sup>2</sup>, что при фоновом тепловом потоке 50 мВт/м<sup>2</sup> в южной части моря до 64 мВт/м<sup>2</sup> – в северной части, дает соотношение от 50:50 % в южной части Баренцева моря до 55:45 % в пользу «мантийного» теплового потока – в его северной части.

#### Районы с аномально высокой радиогенной теплогенерацией в палеозоидах

Мы рассмотрим особенности структуры теплового потока в двух участках Евразийского континента, где обнаружены аномально высокие значения радиогенной теплогенерации. Это район Токрауской впадины Центрального Казахстана, где расположен массив пермских биотитовых гранитов акчатауского комплекса и район гранитного плутона Карменеллис внутри позднекарбонатового орогенного комплекса Корнуолла (Юго-Западная Англия).

В пределах Центрального Казахстана наиболее высокий тепловой поток (>75 мВт/м<sup>2</sup>) измерен на двух разведочных участках редкометального месторождения Акчатау. Акчатауское рудное поле приурочено к участку сопряжения Шетского антиклинория с Токрауским и Акжал-Аксоранским синклиниями, сопровождаемого образованием сложных пликативных структур и разрывных нарушений, а также формированием гранитных массивов топарского (C<sub>2-3</sub>) и акчатауского (P<sub>3</sub>-T<sub>1</sub>) комплексов. Интрузивные образования последнего представлены лейкократовыми крупнозернистыми гранитами. Граниты акчатауского комплекса, с которыми генетически связано месторождение Акчатау, слагают главный гранитный массив сложного строения, который рассматривается как многофазный, состоящий из трех последовательно внедрившихся интрузий (Клюев, 1976).

Суммарная мощность акчатауского интрузивного комплекса, оцененная по данным ГСЗ вдоль профиля «Балхаш-Темиртау», составляет около 10 км. Этим обусловлено увеличение мощности всего гранитно-метаморфичес-

кого слоя в Северном Прибалхашье. Его верхняя часть, ограниченная преломляющей поверхностью с  $v_r = 6,3$  км/с, находится на глубине 10 км, а нижняя – с  $v_r = 6,9$  км/с – на глубине 20-21 км. При этом здесь увеличена и мощность коры. Если севернее, в районах Тектурмасского и Жаман-Сарысуевского антиклинориев кора имеет мощность 40 км, то под Токрауской впадиной она увеличивается до 44-47 км, а южнее, в районе оз. Балхаш, снова уменьшается до 39-40 км (Андреев и др., 1964).

На месторождении Акчатау геотермические исследования включали измерения температуры в 8 скважинах и отбор керн с целью определения теплопроводности и содержания долгоживущих изотопов  $U$ ,  $Th$  и  $K$ . Геотермические градиенты на Акчатау находятся в пределах от 21,6 до 26 мК/м (Рис. 7), и это рекордно высокие значения среди всех определений в Центрально-Казахстанской мозаичной складчатой зоне (Хуторской, 1996).

По теплопроводности ( $k$ ) выявлены три контрастных комплекса: эффузивы и туфы кислого состава:  $k = 2,57 \pm 0,08$  Вт/(м·К); биотитовые граниты:  $k = 2,97 \pm 0,07$  Вт/(м·К) и грейзеновые тела:  $k = 4,09 \pm 0,42$  Вт/(м·К). С учетом поправки на рефракцию теплового потока в условиях контрастной теплопроводности определен тепловой поток, который для двух участков месторождения, отличающихся морфологией рудных тел, изменяется от 68-72 мВт/м<sup>2</sup> (участок «Северный») до 71-77 мВт/м<sup>2</sup> (участок «Аксай») (Хуторской, 1996).

Для объяснения природы столь высокого кондуктивного теплового потока проведена количественная оценка его коровой и мантийной составляющих. В табл. 3 приведены результаты определений содержания теплогенерирующих изотопов в отдельных скважинах. Породы, слагающие разрезы на двух исследованных площадях месторождения, обладают очень высокой величиной радиотеплогенерации. В среднем, она в 4-5 раз превосходит удельную генерацию тепла в гранитно-метаморфическом слое Джунгаро-Балхашской позднепалеозойской складчатой области (Смыслов и др., 1979). Особенно высокие значения теплогенерации достигаются в верхних частях контакта рудного тела и вмещающих пород. Несомненно, что аномально высокая радиотеплогенерация – это свойство акчатауского интрузивного комплекса, сложенного лейкократовыми гранитами, поэтому при расчете коровой и мантийной компонент теплового потока надо, несомненно, принимать во внимание мощность плутона.

Мы провели оценку величины компонент теплового потока, исходя из «ступенчатой» и «экспоненциальной» моделей распределения радиотеплогенерации.

При расчете по ступенчатой модели значения теплогенерации для нижней части гранитно-метаморфического слоя и для базальтового слоя были взяты из данных (Смыслов и др., 1979). Величина «корового» теплового потока, исходя из ступенчатой модели, составила 40 мВт/м<sup>2</sup>. Остальная часть измеренного теплового потока – 30-35 мВт/м<sup>2</sup> характеризует вынос тепла из мантии.

Расчет по экспоненциальной модели требовал оценки параметра  $D$ . Он был вычислен по той же, описанной выше методике и составил 3,8 км. Подставив полученное значение  $D$  в уравнение:  $q_{кор} = D \cdot A_{sur} \cdot (1 - \exp(-M/D))$ , убеждаемся, что «коровый» тепловой поток оценивается в 37,5 мВт/м<sup>2</sup>, что тесно согласуется с предыдущим расчетом. Соответственно, для этой модели редуцированный

тепловой поток составит 32-37 мВт/м<sup>2</sup>. Здесь еще раз следует сделать ремарку относительно адекватности редуцированного и мантийного тепловых потоков для экспоненциальной модели. Дело в том, что ниже слоя активной теплогенерации, т.е. ниже 4 км, по-видимому, также залегают лейкократовые граниты акчатауского плутона, и игнорировать повышенное содержание в них радиогенных изотопов нельзя, хотя их концентрация почти в три раза ниже, чем в верхних 4 км, т.е. составляет 2-4 мкВт/м<sup>3</sup>. Это типичные значения радиогенной теплогенерации для гранитно-метаморфического слоя коры, и они на порядок выше, чем те же значения в мантии. Экстраполируя экспоненту, описывающую убывание теплогенерации с глубиной до границы М, и рассчитав радиогенный тепловой поток в нижней части земной коры, получим значение 5,5 мВт/м<sup>2</sup>. Таким образом, более достоверное значение теплового потока из мантии по экспоненциальной модели теплогенерации составит 26,5-31,5 мВт/м<sup>2</sup>, что незначительно, на 2-5 мВт/м<sup>2</sup>, выше оценок мантийного теплового потока в других районах ЦАСП.

Однозначно можно утверждать, что высокий радиогенный коровый тепловой поток обусловлен большой концентрацией в гранитном плутоне Акчатау литофильных элементов (Боголепов и др., 1975), с которыми в верхнюю часть коры выносятся <sup>238</sup>U и <sup>232</sup>Th (Jaupart et al., 1981). Однако, происхождение теплового потока из мантии, всё же превосходящего фоновые оценки для других позднепалеозойских структур ЦАСП, требует специального обсуждения и интерпретации.

Такой относительно высокий мантийный тепловой поток может свидетельствовать о некотором приближении к поверхности Земли границы фракционного плавления вещества верхней мантии–подошвы литосферы. По нашим оценкам (Хуторской, Поляк, 2014), под Токрауской впадиной мощность литосферы составляет 130-140 км, в

Номер скважины	Глубина, м	Содержание			Генерация тепла, мкВт/м <sup>3</sup>
		U, г/т	Th, г/т	K, %	
Участок «Северный»					
38	80	9,5	41,5	4,3	5,8
	160	11,0	49,0	4,6	6,8
	200	69,0	32,9	4,4	20,8
	280	15,0	48,6	4,3	7,8
	300	28,0	57,4	4,3	11,8
43	80	50,0	41,0	4,0	16,4
	120	47,0	49,0	4,2	15,6
	214	10,6	27,5	3,4	5,1
97	60	9,5	52,8	3,4	6,6
	143	9,0	53,5	3,8	6,6
Участок «Аксай»					
249	40	5,1	18,3	4,2	2,9
	80	3,2	5,5	3,4	1,6
	240	9,6	15,5	3,5	4,2
	340	6,7	43,7	4,0	5,3
	360	34,0	42,5	3,4	12,2
	380	23,4	50,8	4,3	10,1
	460	7,5	49,5	4,0	5,9
	480	9,4	45,9	4,3	6,1
247	340	43,0	50,5	4,0	15,2
	375	14,9	45,2	4,2	7,5
	380	30,0	44,2	4,2	9,8

Табл. 3. Определение генерации радиогенного тепла на месторождении Акчатау.

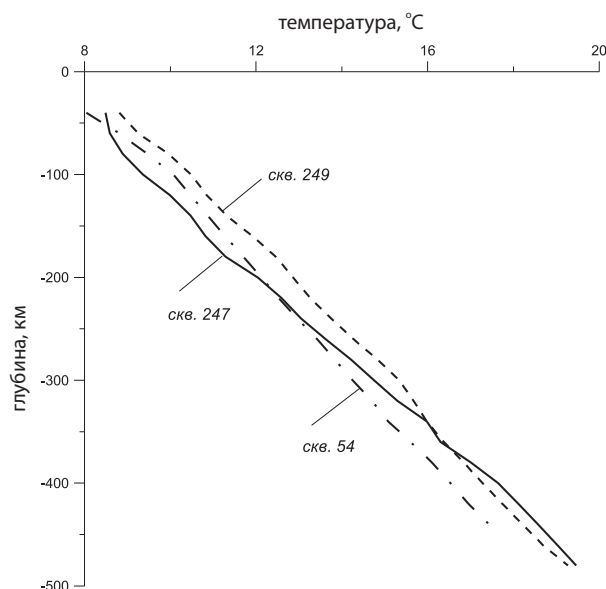


Рис. 7. Примеры термограмм, измеренных на месторождении Акчатау.

то время как в смежных структурах Центрального Казахстана она заметно больше: 370 км – в Селетинском синклинии, 330 км – в Успенской зоне, 170 км – в районе оз. Балхаш. В свою очередь, уменьшение мощности литосферы может быть связано с омоложением или с тектонической активизацией структуры. Кроме установленного нижнетриасового возраста акчатауского плутона по сравнению с окружающими позднепалеозойскими комплексами (Антонюк и др., 1977), можно говорить о более поздних, мезозойских процессах «дозревания» коры и внедрении в нее мантийного вещества.

В графстве Корнуолл на юго-западе Англии обнажаются гранитные батолиты, которые в 70-80-х годах прошлого века были всесторонне изучены геофизическими методами, а в дальнейшем разбурены. Геотермические измерения, проведенные на батолитах Корнменеллис, Сент-Остелл, Бодмин и Дартмур, обнаружили высокие температуры в недрах и наличие гидротермальной трещинной циркуляции в теле гранитов (Tammemagi, Wheildon, 1974). Этот материал послужил основой для реализации проекта освоения тепла «сухих горных пород», и в период с 1977 по 1980 гг. в южной части батолита Корнменеллис специально были пробурены три глубокие скважины (более 2300 м) с целью создания петротермальной циркуляционной системы в условиях естественной трещиноватости гранитов. К сожалению, этот проект не был доведен в те годы до промышленного уровня, но послужил отличной испытательной площадкой для построения теоретических моделей, отработки методики и испытания аппаратуры строившейся на средства Европейского Союза со второй половины 80-х годов XX века петротермальной станции Сульц в Рейнском грабене, на границе Франции и Германии.

Природа высоких тепловых потоков Корнуолла (до 120 мВт/м<sup>2</sup>, всего 40 измерений) связывалась не только с гидротермальной циркуляцией, но и с высокой концентрацией радиогенных изотопов в биотитовых гранитах (Lee et al., 1987). Как отмечалось в этой работе, «тепловой поток в батолитах герцинского возраста примерно в два раза выше фонового средневзвешенного теплового потока в Англии, а локализация аномалии теплового потока тесно



Граниты	Кол-во измерений теплового потока	Среднее значение и станд. откл. наблюдаемого теплового потока (мВт/м <sup>2</sup> )	Корректированный тепловой поток с учетом одномерной модели циркуляции флюидов (мВт/м <sup>2</sup> )	Теплогенерация (мкВт/м <sup>3</sup> )
Корнменеллис	10	115±7	108	4,0±0,5
Бодмин	5	116±5	109	4,2±0,9
Ландс-энд	3	125±3	118	5,1±0,2
Сент-Остелл	2	126±0,5	118	4,2±0,9
Дартмур	6	113±9	113	5,3±0,5

Табл. 4. Тепловой поток и теплогенерация в батолитах Корнуолла.

согласуется с формой батолита Корнменеллис» (Lee et al., 1987, p.35). Измеренные геотермические параметры в батолитах Корнуолла приведены в табл. 4.

Радиогенная теплогенерация в гранитах примерно в два раза выше средних значений теплогенерации в гранитно-метаморфическом слое земной коры. Несомненно, что величина корового теплового потока здесь окажется выше средней для герцинских складчатых областей.

Для количественных расчетов параметров теплового потока мы примем экспоненциальную модель убывания теплогенерации с глубиной. Воспользовавшись уже описанной методикой расчета радиогенной компоненты теплового потока, получим ее значение – 29 мВт/м<sup>2</sup>. При этом параметр *D* оказался равным 7,0 км. Учитывая, что мощность батолитов Корнуолла составляет ~15 км, мы сталкиваемся с той же ситуацией при оценке мантийного теплового потока, которая выше была описана для батолита Акчатау, т.е. редуцированный тепловой поток (110 – 29 = 81 мВт/м<sup>2</sup>) отражает поступление тепла не только из мантии, но и из нижней части земной коры – от 7 км до границы *M*. Вклад нижней коры в тепловой баланс, если считать его природу только радиогенной, составит 55 мВт/м<sup>2</sup>. В таком случае, мантийный тепловой поток можно оценить как 81–55=26 мВт/м<sup>2</sup>, что удивительным образом и, по-видимому, совершенно случайно совпадает с оценкой мантийного теплового потока на Акчатау.

Совпадению чисел в данном случае нельзя придавать какое-то генетическое значение, т.к. внутри батолитов Корнуолла по материалам изучения концентрации <sup>4</sup>He и <sup>222</sup>Rn доказано наличие вертикальной фильтрации флюидов (Gregory, Durrance, 1987), которая искажает кондуктивный тепловой поток и, как видно из табл. 4, оценивается величиной 7-8 мВт/м<sup>2</sup>. Доказательств вертикальной фильтрации в плутоне Акчатау нет. Напротив, характер термограмм скважин (Рис. 7) показывает, что они имеют линейный характер с небольшими искажениями, обусловленными структурно-теплофизическими неоднородностями разреза.

В двух приведенных примерах источником высокого радиогенного теплового потока в коре однозначно является повышенная концентрация долгоживущих радиоизотопов. Что касается причин повышения теплового потока ниже слоя активной теплогенерации, в первом приближении, мантийного или гравигенного теплового потока, то здесь можно назвать и приближение зоны фракционного плавления в мантии в результате омоложения тектонической деятельности или ее активизации, как это отмечалось для Акчатау, и усиление конвективных проявлений в субвертикальной трещинной системе, что доказано для батолитов Корнуолла.

По сравнению с описанными аномальными по радиогенному тепловыделению регионами даже современная Байкальская рифтовая зона (БРЗ) с высокими фоновыми тепловыми потоками (от 20 до 470 мВт/м<sup>2</sup>), в среднем 78 и 60 мВт/м<sup>2</sup>, соответственно, на акватории озера и на берегу, характеризуется относительно небольшим радиогенным тепловым потоком (до 20-30 мВт/м<sup>2</sup>). Остальной поток, соответственно, 50-60 и 30-40 мВт/м<sup>2</sup>, как считается (Голубев и др., 1987), связан с дополнительными источниками тепла, расположенными как в земной коре, так и в верхней мантии. Такими источниками могут быть интрузии мантийного вещества или интенсивный гидротермальный теплоперенос. Влияние этих источников наиболее заметно в рифтовых впадинах, которые являются самыми проницаемыми участками земной коры в данном регионе. Таким образом, в БРЗ отношение корового к мантийному тепловому потоку составляет 30:70 %.

#### Обсуждение результатов и заключение

Приведенные выше данные демонстрируют факт увеличения «мантийного» теплового потока по мере омоложения тектонических структур. Считалось, что именно мантийная компонента теплового потока изменяется во времени от максимальных ее значений в областях современного активного тектогенеза до минимальных, или, практически, нулевых – в докембрийской коре (Crough, Thompson, 1976; Кутас, 1978; Смирнов, 1980). Коровый радиогенный тепловой поток при этом играл роль инвариантной во времени «добавки», которая в процентном отношении к мантийному тепловому потоку увеличивалась по мере удревнения возраста (Рис. 8).

Существовала и другая схема соотношения корового и мантийного теплового потока. Она предложена в работе (Vitarello, Pollack, 1980), и рассматривает коровый (радиогенный) тепловой поток изменяющимся во времени в два раза за 300-400 млн лет, что авторы связывали с удалением при эрозии активного генерирующего слоя.

Но насколько активно влияет эрозионная деятельность на количество выделяемого радиогенного тепла из активного генерирующего слоя?

Мы рассмотрели эту проблему на примере Монголии и некоторых других фанерозойских складчатых поясов. Как считает Н.Л. Добрецов (Метаморфические..., 1977), в ЦАСП могут быть выделены две параллельные зоны (пояса), имеющие субширотное простирание, совпадающее с простиранием тектонических структур. Южный метаморфический пояс включает низкотемпературную зеленосланцевую и глаукофан-сланцевую фации. Он охватывает районы южных склонов хребтов Монгольского и Гобийского Алтая и пустыню Гоби. Северный метаморфический пояс характеризуется в основном среднетемпературными ассоциациями эпидот-амфиболитовой фации. В обоих поясах метаморфизму подвержены породы от ордовика до карбона. Более молодые отложения перекрывают метаморфизованные толщи. Выходы пород зеленосланцевого комплекса, содержащего в основном глаукофан-лавсонитовые сланцы, отмечаются в верхних пласти-

нах тектонических покровов и в узких вздернутых тектонических клиньях. Как известно, глаукофан-лавсонитовая фация формируется в условиях низких температур (100-250°C) и относительно высоких давлений (6-12 кбар) (Turner, 1968). Такие условия создаются в областях мощного осадконакопления или при стрессовых напряжениях, обусловленных шарьированием покровов. Типичными районами распространения этой фации являются зоны субдукции океанических плит (Добрецов и др., 1970). Они отмечаются не только в современных (Япония, Сахалин, Камчатка, Калифорния), но и в палеозонах Беньюффа (Пенинские Альпы, пояс Сумбагава в Японии, Тянь-Шань, Урал, Восточный Казахстан и др.). Это области, в которых низкотемпературный режим возник из-за вовлечения относительно холодных блоков литосферы на глубину. В то же время этот процесс сопровождался огромными стрессовыми напряжениями, соответствующими литостатической нагрузке 40-45-километрового слоя литосферы.

Таким образом, зоны субдукции (обдукции) по своим термодинамическим условиям являются концентраторами проявлений метаморфизма глаукофан-сланцевой фации. Южно-Монгольский пояс герцинид, в котором развита данная фация, сформирован в результате субдукции океанической плиты (Коваленко и др., 1983).

Нижний температурный предел зоны образования глаукофановых сланцев в момент закрытия Палеотетиса в Южной Монголии (320-270 Ma) достигается на глубинах 6,5-8 км (Хуторской, 1996). В настоящий момент эти породы обнажаются на поверхности (Метаморфические..., 1977). Следовательно, можно предположить, что верхние 8 км коры были эродированы за время последующей геологической истории. Исходя из этого, можно рассчитать скорость эрозии. Если принять, что эрозия происходила с постоянной скоростью на протяжении всей послепермской истории, то она составит 0,03 мм/год.

Северная метаморфическая зона ЦАСП в позднем палеозое характеризовалась термодинамическим режимом эпидот-амфиболитовой фации. По нашим модельным расчетам на глубине 25-30 км в это время температура составляла 450-500°C. Аналогичный предыдущему ход

рассуждений приводит нас к выводу, что в данном случае за 200 млн лет после образования сводового поднятия в северном Монгольском мегаблоке было эродировано 25 км коры, т.е. скорость эрозии составляла 0,12 мм/год.

Полученные расчетные значения скоростей эрозии, как в первом, так и во втором случае относятся к сравнительно низким для складчатых поясов. Так, в Альпах (Clark, Jaeger, 1969) она составляет 1 мм/год, в Скандинавии (Royden, Hodges, 1984) и в Шотландии (England, Richardson, 1977) – 0,6 мм/год, т.е. в 5-30 раз выше, чем в Монголии. Отсюда вытекает важное в связи с нашим исследованием следствие – большая часть верхнего слоя литосферы с высокой концентрацией долгоживущих изотопов за последние 300 млн лет сохранилась в разрезе, что обуславливает инвариантность поверхностной теплогенерации на протяжении всей послепалеозойской истории. С этим же, по-видимому, связана повышенная величина поверхностной теплогенерации  $A_{sur}$  и параметра глубины  $D$  для Монголии (17-18 км) (Хуторской, 1996) по сравнению с рассмотренными выше докембрийскими платформами и фанерозойскими складчатыми поясами, где степень эродированности намного выше. Отметим также, что во многих тектонических депрессиях (Бухаро-Хивинской, Таджикской, Иссык-Кульской) отмечаются высокие значения  $D$  и практически нулевая скорость эрозии (Любимова, 1985).

Отвечая на вопрос о влиянии эрозионного процесса на величину теплогенерации в земной коре, мы констатируем, что теоретически эрозия удаляет из разреза часть активного радиотеплогенерирующего слоя, но для реально существующих складчатых поясов докембрийского возраста денудация незначительно изменяет основные количественные параметры теплогенерации.

Таким образом, мы можем констатировать, что в абсолютных единицах редуцированный (в первом приближении, «мантийный») тепловой поток в палеозоидях выше, чем в докембрийских породах, но коровая его компонента остается такой же, как в провинциях архея и протерозоя.

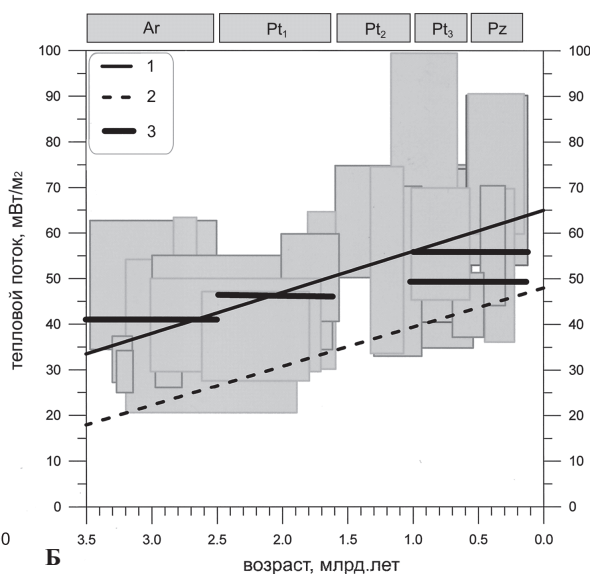
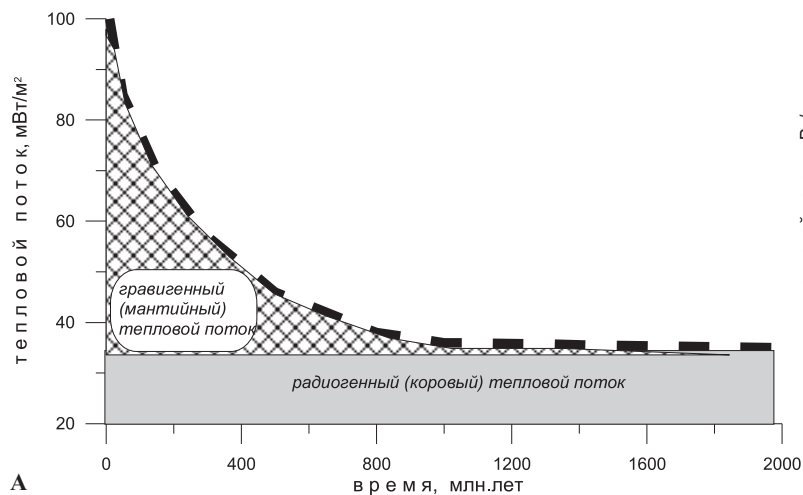


Рис. 8. Зависимость корового и мантийного теплового потока от геологического времени в предположении, что радиоогенный тепловой поток инвариантен на протяжении всей геологической истории: А – (по Crough, Thompson, 1976; Кутас, 1978); Б – (по Artemieva, Mooney, 2001); на рисунке «Б»: 1 – фитинг для зависимости теплового потока с поверхности от времени ( $\tau$  – млрд. лет), аппроксимируемый как  $q_{sur} = 65-9 \cdot \tau$ ; 2 – фитинг для редуцированного теплового потока:  $q_r = 48-9 \cdot \tau$ ; 3 – средние значения теплового потока с поверхности для провинций различного возраста (серые прямоугольники) (по Nyblade, Pollack, 1993).

Обращают на себя внимание две особенности наблюдаемых параметров: во-первых, более высокие значения параметра  $D$  в палеозойских провинциях по сравнению с более древними, что косвенно характеризует более сильную дифференциацию пород в архей-протерозойских структурах, во-вторых, незначительную и статистически незначимую разницу между величиной поверхностной теплогенерации в докембрийских и фанерозойских провинциях, что может объясняться второстепенной ролью эрозии при формировании параметров теплогенерации.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 14-05-00012) и программы Президиума РАН №4 (проект 2.8).

## Литература

- Albert-Beltran J.F. Heat flow and temperature gradient data from Spain. *Terrestrial heat flow in Europe*. Spring-Ver. 1979. Pp. 261-266.
- Artemieva I.M., Mooney W.D. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study. *J. Geophys. Res.* V. 106. N 8. 2001. Pp. 16387-16414.
- Ashwal L.D., Morgan P., Kelly S.A., Percival J.A. Heat production in an Archean crustal profile and implications for heat flow and mobilization of heat-producing elements. *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 85. 1987. Pp. 439-450.
- Ballard S., Pollack H.N. Diversion of heat by Archean cratons: a model for southern Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 85. Pp. 253-264.
- Birch F., Roy R.F., Decker E.R. Heat flow and thermal history in New England and New York, chapt.33. *Studies in Appalachian Geology*. 1968. Pp. 437-451.
- Clark S.P., Jaeger E. Denudation rate in the Alps from geochronology date and heat flow date. *Amer. J. Sci.* V. 267. 1969. Pp. 1143-1160.
- Crough S.T., Thompson G.A. Thermal model of continental lithosphere. *J. Geophys. Res.* V. 81. 1976. Pp. 4857-4862.
- England P.C., Richardson S.W. The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. *J. Geol. Soc. London*. V. 134. 1977. Pp. 201-213.
- Fountain D.M., Salisbury M.H., Furlong K.P. Heat production and thermal conductivity of rocks from the Pikwitonei-Sachigo continental crust section, central Manitoba: implication for the thermal structure of Archean crust. *Can. J. Earth Sci.* V. 24. 1987. Pp. 1583-1594.
- Furlong K.P., Chapman D.S. Crustal heterogeneities and the thermal structure of the continental crust. *Geophys. Res. Lett.* 1987. V. 14. Pp. 314-317.
- Gregory R.G., Durrance E.M. Helium, radon and hydrothermal circulation associated with the Carmennellis radiothermal granite of Southwest England. *J. Geophys. Res.* V. 92. N B12. 1987. Pp. 12567-12586.
- Hart R.J., Nicolaysen L.O., Gale N.H. Radioelement concentrating in the deep profile through Precambrian basement of the Vredefort structure. *J. Geophys. Res.* 1981. V. 86. N 11. Pp. 10639-10652.
- Jaupart C., Sclater J.G., Simmons G. Heat flow studies: constraints on the distribution of uranium, thorium and potassium in the continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 52. Pp. 328-344.
- Jaupart C., Mareshal J.C. Constraints on crustal heat production from heat flow data. In: Rudnick R.L. (ed.) *Treatise on Geochemistry. The Crust*. NY: Pergamon. V. 3. 2003. Pp. 65-84.
- Jones M.Q.W. Heat flow and heat production in the Namaqua mobile belt, South Africa. *J. Geophys. Res.* V. 92. 1987. Pp. 6273-6289.
- Ketcham R.A. Distribution of heat production elements in the upper and middle crust of southern and west central Arizona: evidence from the core complexes. *J. Geophys. Res.* V. 101. 1996. Pp. 13611-13632.
- Lachenbruch A.H. Preliminary geothermal model of the Sierra Nevada. *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73. Pp. 6977-6989.
- Lee M.K., Brown G.C., Webb P.C. et al. Heat flow, heat production and thermo-tectonic setting in mainland UK. *J. Geol. Soc., London*. V. 144. 1987. Pp. 35-42.
- Mareshal J.C., Jaupart C., Garipey C. et al. Heat flow and deep thermal structure near the southeastern edge of the Canadian Shield. *Can. J. Earth Sci.* V. 37. 2000. Pp. 399-414.
- McLennan S.M., Taylor S.R. Heat flow and the chemical composition of continental crust. *J. Geol.* V. 104. 1996. Pp. 377-396.
- Morgan P., Sass J.H. Review. Thermal regime of the continental lithosphere. *J. geodynamics*. 1984. V.1. Pp. 143-166.
- Nicolayson L.O., Hart R.J., Gale N.H. The Vredefort radioelement profile extended to supracrustal strata at Carletonville, with implications for continental heat flow. *J. Geophys. Res.* V. 86. 1981. Pp. 10653-10661.
- Nyblade A.A., Pollack H.N. A global analysis of heat flow from Precambrian terrains: implications for the thermal structure of Archean and Proterozoic lithosphere. *J. Geophys. Res.* V. 98. 1993. Pp. 12207-12218.
- Perry H., Jaupart C., Mareshal J.C., Bienfait G. Crustal heat production in the Superior Province, Canadian Shield, and in North America inferred from heat flow data. *J. Geophys. Res.* V. 111. 2006. Pp. 893-903.
- Pinet C., Jaupart C. The vertical distribution of radiogenic heat production in the Precambrian crust of Norway and Sweden: geothermal implications. *Geophys. Res. Lett.* 1987. V. 14. Pp. 260-263.
- Pinet C., Jaupart C., Mareshal J.C. et al. Heat flow and structure of the lithosphere in the Eastern Canadian shield. *J. Geophys. Res.* V. 96. 1991. Pp. 19941-19963.
- Popov Y., Pevzner S., Pimenov V., Romushkevich R. New geothermal data from the Kola superdeep well SG-3. *Tectonophysics*. 1999. V. 306. Pp. 345-366.
- Richardson S.W., Oxburgh E.R. Heat flow, radiogenic heat production and crustal temperature in England and Wales. *J. Geol. Soc. London*. 1978. V. 135. Pp. 322-327.
- Roy R.F., Blackwell D.D., Decker E.R. Continental heat flow. *The nature of the solid Earth*. N.Y.: McGraw-Hill. 1972. Pp. 506-543.
- Roy R.F., Decker E.R., Blackwell D.D., Birch F. Heat flow in the United States. *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73. N 16. Pp. 5202-5221.
- Roy S., Rao R.U.M. Heat flow in the Indian shield. *J. Geophys. Res.* V. 105. 2000. Pp. 25587-25604.
- Royden L., Hodges K.V. A technique for analyzing the thermal and uplift histories of eroding orogenic belts: a Scandinavian example. *J. Geophys. Res.* V. 89. 1984. Pp. 7091-7106.
- Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Rev. Geophys.* V. 33. 1995. Pp. 267-309.
- Rudnick R.L., McDonough W.F., O'Connell R.J. Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere. *Chemical Geology*. 1998. V. 145. Pp. 395-411.
- Sass J.H., Blackwell D.D., Chapman D.S. et al. Heat flow of the crust of the United States. *Physical properties of rocks and minerals*. N.Y.: McGraw-Hill. 1981. Pp. 503-548.
- Swanberg C.A., Chessman M.D., Simmons G. et al. Heat flow generation studies in Norway. *Tectonophysics*. V. 23. 1974. Pp. 31-48.
- Tammemagi H. Y., Wheildon J. Terrestrial heat flow and heat generation in South-West England. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 1974. V. 38. Pp. 83-94.
- Turner F.J. Metamorphic petrology: mineralogical and field aspects. N.Y.: McGraw-Hill. 1968. 403 p.
- Vila M., Fernandez M., Jimenez-Munt I. Radiogenic heat production variability of some common lithological groups and its significance to lithosphere thermal modeling. *Tectonophysics*. 2010. V. 490. Is. 3/4. Pp. 152-164.
- Vitarello I., Pollack H.N. On the variation of continental heat flow with age and the thermal evolution of the continents. *J. Geophys. Res.* 1980. 85. Pp. 983-995.
- Weaver B.L., Tarney J. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*. N 59. 1984. Pp. 575-577.
- Андреев А.П., Бродовой В.В., Гольдшмидт В.И. и др. Глубинное строение земной коры Казахстана и методика его изучения. *Изв. АН КазССР. Сер. геол.* 1964. Вып. 4. С. 3-15.
- Антонюк Р.М., Ляпичев Г.Ф., Маркова Н.Г. и др. Структуры и эволюция земной коры Центрального Казахстана. *Геотектоника*. 1977. № 5. С. 71-82.
- Балобаев В.Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии. Новосибирск: Наука. 1991. 194 с.
- Баранов Г.М., Смыслов А.А., Харламов М.Г. Содержание радиоактивных элементов в интрузивных породах Селеты-Коржункольского района Центрального Казахстана. *Тр. ВСЕГЕИ*. 1963. Т. 95. С. 61-69.
- Боганик Н.С. Радиогенное тепло земной коры Русской платформы и ее складчатого обрамления. М: Наука. 1975. 159 с.

Боголепов В.Г., Гуляева Н.А., Сафин Д.А. и др. К методике поисков рудных тел на редкометальном месторождении Акчатау (Центральный Казахстан). *Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений*. Л: Наука. 1975. С. 55-65.

Верба М.Л. Сравнительная геодинамика Евразийского бассейна. СПб: Наука. 2008. 191 с.

Голубев В.А., Лысак С.В., Дорофеева Р.П. Тепловой поток Байкальской рифтовой зоны. Тепловое поле недр Сибири. Новосибирск: Наука. 1987. С. 121-137

Добрецов Н.Л., Меламед В.Г., Шарапов В.Н. Динамика регионального метаморфизма для модели простого погружения коры океанического типа. *Геология и геофизика*. № 10. 1970. С. 16-24.

Клюев О.С. Опыт геохимических поисков скрытого оруденения в районе грейзенного месторождения Акчатау (Центральный Казахстан). *Геохимические методы прогнозирования и поисков рудных месторождений*. М: ИМГРЭ-ОНТИ. 1976. С. 32-53.

Коваленко В.И., Моссаковский А.А., Ярмолюк В.В. Проблема реконструкции геодинамических обстановок и петрохимическая зональность (на примере позднепалеозойского вулканического пояса Монголии). *Геотектоника*. № 6. 1983. С. 13-29.

Кутас Р.И. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. Киев: Наук. Думка. 1978. 148 с.

Любимова Е.А. Новые горизонты в геотермике. Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М: Наука. 1985. С. 37-46.

Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск: Наука. 1977. 350 с.

Мозолева Е.Л. Теплогенерация горных пород Тянь-Шаня. *Геотермия сейсмичных и асейсмичных зон*. М: Наука. 1993. С. 238-245.

Ножкин А.Д., Пузанков Ю.М., Попов Н.В. и др. Теплогенерация в земной коре Алданского щита. Температура, криолитозона и

радиоогенная теплогенерация в земной коре Северной Азии. Новосибирск. *Тр. ОИГГМ*. Вып. 821. 1994. С. 101-112.

Сальников В.Е. Геотермический режим Южного Урала. М: Наука. 1984. 79 с.

Смирнов Я.Б. Тепловой режим тектоносферы (объяснительная записка к карте теплового потока СССР м-ба 1:10 млн). М.-Л. ГУГК. 1980. 118 с.

Смыслов А.А., Моисеенко У.И., Чадович Т.З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л: Недра. 1979. 191 с.

Тепловое поле недр Сибири. Новосибирск: Наука. 1987. 196 с.

Титова Е.Ф., Ахмедзянов В.Р. Радиоогенная теплогенерация в Западно-Арктическом регионе. *Мониторинг: наука и технология*. 2012. № 3(12). С. 35-47.

Хуторской М.Д. Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М: Изд-во РУДН. 1996. 289 с.

Хуторской М.Д., Ахмедзянов В.Р., Ермаков А.В. и др. Геотермия арктических морей. М: ГЕОС. 2013. 232 с.

Хуторской М.Д., Поляк Б.Г. Геотермические модели геодинамических обстановок разного типа. *Геотектоника*. № 1. 2014. С. 77-96.

### Сведения об авторе

Михаил Давыдович Хуторской – доктор геол.-мин. наук, профессор, заслуженный деятель науки РФ, академик РАЕН, зав. лабораторией тепломассопереноса Геологического института РАН, Председатель Научного совета РАН по проблемам геотермии.

119017, г. Москва, Пыжевский пер, 7

Тел: +7(495)959-27-56

## Structure and Components of Heat Flow

M.D. Khutorskoy

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia, e-mail: mkhutorskoy@ginras.ru

**Abstract.** Features are considered of heat generation by radiogenic decomposition of long-lived isotopes in the Earth's crust (radiogenic heat flow) in the Archean-Proterozoic and Paleozoic provinces of Eurasia and North America. Heat flow generated in the mantle is calculated as the difference between observed and radiogenic heat flow. The main reason for its generation is transition of potential energy of gravitational differentiation into the heat, so the mantle heat flow is called "gravigenic". A comparative analysis is given for the ratio of various components of the heat flow in the Phanerozoic and Precambrian provinces and the role of erosion is assessed of heat generating layer.

**Keywords:** heat flow, radiogenic heat flow, radiogenic decomposition of isotopes, gravigenic heat flow, heat generating layer, provinces of Eurasia and North America.

### References

Albert-Beltran J.F. Heat flow and temperature gradient data from Spain. *Terrestrial heat flow in Europe*. Springer-Ver. 1979. Pp. 261-266.

Artemieva I.M., Mooney W.D. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study. *J. Geophys. Res.* V. 106. N 88. 2001. Pp. 16387-16414.

Ashwal L.D., Morgan P., Kelly S.A., Percival J.A. Heat production in an Archean crustal profile and implications for heat flow and mobilization of heat-producing elements. *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 85. 1987. Pp. 439-450.

Ballard S., Pollack H.N. Diversion of heat by Archean cratons: a model for southern Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 85. Pp. 253-264.

Birch F., Roy R.F., Decker E.R. Heat flow and thermal history in New England and New York, chapt.33. *Studies in Appalachian Geology*. 1968. Pp. 437-451.

Clark S.P., Jaeger E. Denudation rate in the Alps from geochronology date and heat flow date. *Amer. J. Sci.* V. 267. 1969. Pp. 1143-1160.

Crough S.T., Thompson G.A. Thermal model of continental lithosphere. *J. Geophys. Res.* V. 81. 1976. Pp. 4857-4862.

England P.C., Richardson S.W. The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. *J. Geol. Soc.* London. V. 134. 1977. Pp. 201-213.

Fountain D.M., Salisbury M.H., Furlong K.P. Heat production and thermal conductivity of rocks from the Pikwitonei-Sachigo continental crust section, central Manitoba: implication for the thermal structure of Archean crust. *Can. J. Earth Sci.* V. 24. 1987. Pp. 1583-1594.

Furlong K.P., Chapman D.S. Crustal heterogeneities and the thermal structure of the continental crust. *Geophys. Res. Lett.* 1987. V. 14. Pp. 314-317.

Gregory R.G., Durrance E.M. Helium, radon and hydrothermal circulation associated with the Carnmenellis radiothermal granite of Southwest England. *J. Geophys. Res.* V. 92. N B12. 1987. Pp. 12567-12586.

Hart R.J., Nicolaysen L.O., Gale N.H. Radioelement concentrating in the deep profile through Precambrian basement of the Vredefort structure. *J. Geophys. Res.* 1981. V. 86. N 11. Pp. 10639-10652.

Jaupart C., Scelater J.G., Simmons G. Heat flow studies: constraints on the distribution of uranium, thorium and potassium in the continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 52. Pp. 328-344.

Jaupart C., Mareschal J.C. Constraints on crustal heat production from heat flow data. In: Rudnick R.L. (ed.) *Treatise on Geochemistry. The Crust*. NY: Pergamon. V. 3. 2003. Pp. 65-84.

Jones M.Q.W. Heat flow and heat production in the Namaqua mobile belt, South Africa. *J. Geophys. Res.* V. 92. 1987. Pp. 6273-6289.

Ketchum R.A. Distribution of heat production elements in the upper and middle crust of southern and west central Arizona: evidence from the core complexes. *J. Geophys. Res.* V. 101. 1996. Pp. 13611-13632.

Lachenbruch A.H. Preliminary geothermal model of the Sierra Nevada. *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73. Pp. 6977-6989.

- Lee M.K., Brown G.C., Webb P.C. et al. Heat flow, heat production and thermo-tectonic setting in mainland UK. *J. Geol. Soc.*, London. V. 144. 1987. Pp. 35-42.
- Mareshal J.C., Jaupart C., Garipey C. et al. Heat flow and deep thermal structure near the southeastern edge of the Canadian Shield. *Can. J. Earth Sci.* V. 37. 2000. Pp. 399-414.
- McLennan S.M., Taylor S.R. Heat flow and the chemical composition of continental crust. *J. Geol.* V. 104. 1996. Pp. 377-396.
- Morgan P., Sass J.H. Review. Thermal regime of the continental lithosphere. *J. geodynamics.* 1984. V.1. Pp. 143-166.
- Nicolayson L.O., Hart R.J., Gale N.H. The Vredefort radioelement profile extended to supracrustal strata at Carletonville, with implications for continental heat flow. *J. Geophys. Res.* V. 86. 1981. Pp. 10653-10661.
- Nyblade A.A., Pollack H.N. A global analysis of heat flow from Precambrian terrains: implications for the thermal structure of Archean and Proterozoic lithosphere. *J. Geophys. Res.* V. 98. 1993. Pp. 12207-12218.
- Perry H., Jaupart C., Mareshal J.C., Bienfait G. Crustal heat production in the Superior Province, Canadian Shield, and in North America inferred from heat flow data. *J. Geophys. Res.* V. 111. 2006. Pp. 893-903.
- Pinet C., Jaupart C. The vertical distribution of radiogenic heat production in the Precambrian crust of Norway and Sweden: geothermal implications. *Geophys. Res. Lett.* 1987. V. 14. Pp. 260-263.
- Pinet C., Jaupart C., Mareshal J.C. et al. Heat flow and structure of the lithosphere in the Eastern Canadian shield. *J. Geophys. Res.* V. 96. 1991. Pp. 19941-19963.
- Popov Y., Pevzner S., Pimenov V., Romushkevich R. New geothermal data from the Kola superdeep well SG-3. *Tectonophysics.* 1999. V. 306. Pp. 345-366.
- Richardson S.W., Oxburgh E.R. Heat flow, radiogenic heat production and crustal temperature in England and Wales. *J. Geol. Soc. London.* 1978. V. 135. Pp. 322-327.
- Roy R.F., Blackwell D.D., Decker E.R. Continental heat flow. *The nature of the solid Earth.* N.Y.: McGraw-Hill. 1972. Pp. 506-543.
- Roy R.F., Decker E.R., Blackwell D.D., Birch F. Heat flow in the United States. *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73. N 16. Pp. 5202-5221.
- Roy S., Rao R.U.M. Heat flow in the Indian shield. *J. Geophys. Res.* V. 105. 2000. Pp. 25587-25604.
- Royden L., Hodges K.V. A technique for analyzing the thermal and uplift histories of eroding orogenic belts: a Scandinavian example. *J. Geophys. Res.* V. 89. 1984. Pp. 7091-7106.
- Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Rev. Geophys.* V. 33. 1995. Pp. 267-309.
- Rudnick R.L., McDonough W.F., O'Connell R.J. Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere. *Chemical Geology.* 1998. V. 145. Pp. 395-411.
- Sass J.H., Blackwell D.D., Chapman D.S. et al. Heat flow of the crust of the United States. *Physical properties of rocks and minerals.* N.Y.: McGraw-Hill. 1981. Pp. 503-548.
- Swanberg C.A., Chessman M.D., Simmons G. et al. Heat flow generation studies in Norway. *Tectonophysics.* V. 23. 1974. Pp. 31-48.
- Tammemagi H. Y., Wheildon J. Terrestrial heat flow and heat generation in South-West England. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 1974. V. 38. Pp. 83-94.
- Turner F.J. Metamorphic petrology: mineralogical and field aspects. N.Y.: McGraw-Hill. 1968. 403 p.
- Vila M., Fernandez M., Jimenez-Munt I. Radiogenic heat production variability of some common lithological groups and its significance to lithosphere thermal modeling. *Tectonophysics.* 2010. V. 490. Is. 3/4. Pp. 152-164.
- Vitorello I., Pollack H.N. On the variation of continental heat flow with age and the thermal evolution of the continents. *J. Geophys. Res.* 1980. 85. Pp. 983-995.
- Weaver B.L., Tarney J. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature.* N 59. 1984. Pp. 575-577.
- Andreev A.P., Brodovoy V.V., Gol'dshmidt V.I. et al. Deep crustal structure of Kazakhstan and methodology of its study. *Izv. AN KazSSR. Ser. geol.* [News of the AN KazSSR. Ser. Geol.]. 1964. Is. 4. Pp. 3-15. (In Russian)
- Antonyuk R.M., Lyapichev G.F., Markova N.G. et al. Struktury i evolyutsiya zemnoy kory Tsentral'nogo Kazakhstana [Structure and evolution of the Earth's crust in Central Kazakhstan]. *Geotektonika* [Geotectonics]. 1977. N 5. Pp. 71-82. (In Russian)
- Balobaev V.T. Geothermics of lithosphere frozen zone of the North Asia. Novosibirsk: Nauka Publ. 1991. 194 p. (In Russian)
- Baranov G.M., Smyslov A.A., Kharlamov M.G. Content of radioactive elements in intrusive rocks of the Selety-Korzunkolsky region of Central Kazakhstan. *Tr. VSEGEI* [Proc. VSEGEI]. 1963. V. 95. Pp. 61-69. (In Russian)
- Boganik N.S. Radiogenic heat of the Russian platform crust and its folded frame. Moscow: Nauka Publ. 1975. 159 p. (In Russian)
- Bogolepov V.G., Gulyaeva N.A., Safin D.A. et al. Method of prospecting for ore bodies on the Akchatau rare metal field (Central Kazakhstan). *Mineralogiya i geokhimiya vol'framovykh mestorozhdeniy* [Mineralogy and geochemistry of tungsten deposit]. Leningrad: Nauka Publ. 1975. Pp. 55-65. (In Russian)
- Dobretsov N.L., Melamed V.G., Sharapov V.N. Dynamics of regional metamorphism for the model of ocean crust simple dipping. *Geologiya i geofizika* [Geology and Geophysics]. № 10. 1970. Pp. 16-24. (In Russian)
- Golubev V.A., Lysak S.V., Dorofeeva R.P. Heat flow of the Baikal Rift Zone. *Teplovoe pole nedr Sibiri* [Thermal field of Siberia entrails]. Novosibirsk: Nauka Publ. 1987. Pp. 121-137. (In Russian)
- Khutorskoy M.D. Geothermy of the Central Asian Fold Belt. Moscow: RUDN Publ. 1996. 289 p. (In Russian)
- Khutorskoy M.D., Akhmedzyanov V.R., Ermakov A.V. et al. Geothermy of the Arctic seas. Moscow: GEOS. 2013. 232 p. (In Russian)
- Khutorskoy M.D., Polyak B.G. Geothermal models of various geodynamic settings. *Geotektonika* [Geotectonics]. № 1. 2014. Pp. 77-96. (In Russian)
- Klyuev O.S. Experience of geochemical prospecting of hidden ore mineralization in the area of greisen Akchatau field (Central Kazakhstan). *Geokhimicheskie metody prognozirovaniya i poiskov rudnykh mestorozhdeniy* [Geochemical methods of forecasting and prospecting for ore deposits]. Moscow: IMGRE-ONTI. 1976. Pp. 32-53. (In Russian)
- Kovalenko V.I., Mossakovskiy A.A., Yarmolyuk V.V. [The problem of reconstruction of the geodynamic conditions and petrochemical zoning (for example, late Paleozoic volcanic belt of Mongolia). *Geotektonika* [Geotectonics]. № 6. 1983. Pp. 13-29. (In Russian)
- Kutas R.I. Thermal flow field and thermal model of the Earth's crust. Kiev: Nauk. Dumka. 1978. 148 p. (In Russian)
- Lyubimova E.A. New horizons in geothermics. Geothermal research in Central Asia and Kazakhstan. Moscow: Nauka. 1985. Pp. 37-46. (In Russian)
- Metamorficheskie komplekсы Azii [The metamorphic complexes of Asia]. Novosibirsk: Nauka. 1977. 350 p. (In Russian)
- Mozoleva E.L. Heat generation of the Tien Shan rocks. Geothermics of seismic and aseismic areas. Moscow: Nauka. 1993. Pp. 238-245. (In Russian)
- Nozhkin A.D., Puzankov Yu.M., Popov N.V. et al. Heat generation in the crust of the Aldan Shield. Temperature, cryolithic zone and radiogenic heat generation in the crust of North Asia. Novosibirsk. *Tr. OIGGM* [Proc. UIGGM]. Is. 821. 1994. Pp. 101-112. (In Russian)
- Sal'nikov V.E. Geothermic regime of South Urals. Moscow: Nauka. 1984. 79 p. (In Russian)
- Smirnov Ya.B. Thermal regime of tectonosphere (explanatory letter to the heat flow map of the USSR at a scale of 1:10 million). Moscow-Leningrad. GUGK. 1980. 118 p. (In Russian)
- Smyslov A.A., Moiseenko U.I., Chadovich T.Z. The thermal regime and radioactivity of the Earth. Leningrad: Nedra Publ. 1979. 191 p. (In Russian)
- Thermal field of Siberia entrails. Novosibirsk: Nauka Publ. 1987. 196 p. (In Russian)
- Titova E.F., Akhmedzyanov V.R. Radiogenic heat generation in the Western Arctic region. *Monitoring: nauka i tekhnologii* [Monitoring: science and technology]. 2012. № 3(12). Pp. 35-47. (In Russian)
- Verba M.L. Comparative Geodynamics of the Eurasian basin. SPb: Nauka Publ. 2008. 191 p. (In Russian)

#### Information about author

*Mikhail D. Khutorskoy* – Doctor of Science (Geol.-Min.), Professor, Honored Scientist of the Russian Federation, Member of the Russian Academy of Natural Sciences, Head of the heat and mass transfer laboratory.

Geological Institute, Russian Academy of Sciences  
Russia, Moscow, Pyzhevsky lane 7, 119017  
Tel: +7 (495) 959-27-56