

В.В. Гордиенко

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев

ЭНЕРГЕТИКА ГЛУБИННЫХ ПРОЦЕССОВ НА КОНТИНЕНТАХ И ОКЕАНАХ

Рассмотрена концентрация K , U и Th в породах земной коры и верхней мантии платформ, геосинклиналей и океанов. Для них рассчитаны величины радиогенной теплогенерации пород верхней мантии: около 0,04, 0,06 и 0,08 мкВт/м³ соответственно. Для платформ установлено соответствие теплогенерации геологической истории, тепловому потоку и глубинным температурам. Доказано выполнение закона сохранения энергии в геологических процессах.

***Ключевые слова:** верхняя мантия, радиогенная теплогенерация, глубинные процессы*

Введение

Дискуссия об источнике энергии глубинных процессов в тектоносфере Земли продолжается уже в течение 40—50 лет. С точки зрения разрабатываемой автором адвекционно-полиморфной гипотезы (АПГ) имеющейся информации вполне достаточно для доказательства на количественном уровне действия закона сохранения энергии на всем протяжении изученной геологической истории, если считать ее источником радиогенную теплогенерацию (ТГ) в коре и верхней мантии [10] и др. Альтернативные гипотезы (прежде всего — тектоники плит) с одной стороны количественно не рассматривают энергетический баланс, ограничиваясь качественными соображениями об источнике энергии и ее затратах на активные процессы, с другой — неправомерно занижают вклад ТГ [25] и др.

Задача данной статьи — рассмотреть обе стороны энергетического баланса тектоносферы на количественном уровне с использованием новых литературных данных и результатов, полученных автором в последние годы.

В основу рассматриваемой модели легло представление о начальном распределении температуры (Т) примерно 4,2 млрд лет назад. Оно обусловлено (если абстрагироваться от несущественных для нашей задачи сторон процесса) предшествующей аккрецией (приведшей к среднему нагреву планеты в зависимости от принимаемой схемы процесса на 1500—2500 °С) и дифференциацией Земли на ядро и внешние оболочки (вызвавшей средний

© В.В. ГОРДИЕНКО, 2014

нагрев на 1200 °С) в течение нескольких сотен млн лет [21, 22] и др., образовании «магматического океана» глубиной около 1000 км. «Магматический океан обогащается летучими и некогерентными элементами относительно твердой мантии, которая становится очень сухой и лишенной летучих элементов» [21, с. 28], а из него выносятся вещества коры. Процесс сопровождается интенсивным тепломассопереносом (скорее всего — непрерывной конвекцией), охлаждением тектоносферы до температуры солидуса пород [5]. При ее достижении вязкость вещества мантии существенно увеличивается, непрерывная конвекция со скоростью, необходимой для обеспечения тепломассопереноса при реальных активизациях, становится маловероятной. Последующие изменения T связываются с кондуктивным охлаждением через поверхность, выделением радиогенного тепла (изменяющейся во времени интенсивности, при отсутствии теплопотерь способного нагреть верхнюю мантию на 2000—2500 °С) и выносом тепла к поверхности адвективным путем во время активизаций. Дополнительные источники тепла (его выделение или поглощение) могут возникать при смещении кровли зоны полиморфных переходов в низах верхней мантии.

Порядок анализа. Энергетический баланс по АПГ складывается из интегральной теплогенерации в коре и мантии с одной стороны и расхода на поддержание теплового потока через поверхность с другой. Последний следует подразделить на три составляющие: 1) связанную с остыванием неподвижной среды, 2) с теплогенерацией в ней, 3) с тепломассопереносом в тектоносфере, происходящим при активных процессах. Энергетические потребности других проявлений активных процессов (магматизм, поднятия поверхности, складчатость и т.п.) незначительны по сравнению с аномалиями ТП, сопровождающими активизацию [5, 10] и др. В этом смысле показателен подсчет энергии, выносимой на единице поверхности в районах ее максимальных затрат — больших магматических провинциях (LMP). При суммарной мощности слоя лавы 0,5 км и перегреве на 1000—1200 °С по сравнению с температурой поверхности вынесенная энергия не превышает первых процентов от потребляемой мантийным тепломассопереносом и проявляющейся, в конечном счете, в аномальном тепловом потоке. Первая процедура контроля правильности выбранных теплогенераций и расчета ТП от остывания тектоносферы — сравнение суммарного ТП с наблюдаемым на неактивизированной докембрийской платформе, т.е. в регионе, где достаточно давно (сотни млн лет) не было тепломассопереноса в мантии. Естественно, период, в течение которого учитывается величина ТГ, формирующая современный ТП, должен быть достаточно велик, чтобы отразить вклад значительной части мантии и учет изменения радиогенной теплогенерации со временем. В статье использован максимальный отрезок времени (4,2 млрд лет), что позволяет учесть вклад примерно 200 км верхней части тектоносферы. Вторая процедура представляет собой сравнение суммарного выделения радиогенного тепла за длительный период с энергией, вынесенной за это время кондуктивным тепловым потоком и аномальным ТП активных периодов геологической истории. В статье выбран период 3,6—0 млрд лет, в течение которого можно относительно хорошо описать эту историю, по крайней мере — для современных щитов.

Поскольку радиогенная теплогенерация резко изменяется во времени, интересно сравнить расчетные и экспериментально установленные данные, характеризующие такое изменение для «потребляемой» энергии.

Радиоогенная теплогенерация в земной коре

Данных о содержании урана, тория и калия (соответственно — о современной ТГ) в породах коры очень много, для тех же пород установлены значения скорости продольных сейсмических волн (V_p) и ее зависимости от температуры и давления. В результате получены корреляционные связи между параметрами для пород консолидированной коры $TГ = 1,28 \exp 1,54 (6 - V_p)$ при платформенном распределении температур.

При расчете теплогенерации по концентрациям радиоактивных элементов использовались общепринятые выражения: для U — $0,097\sigma \cdot C \text{ Вт/м}^3$, Th — $0,026\sigma \cdot C \text{ Вт/м}^3$, K — $0,036 \cdot 10^{-4}\sigma \cdot C \text{ Вт/м}^3$, для K_2O — $0,03 \cdot 10^{-4}\sigma \cdot C \text{ Вт/м}^3$, где σ — плотность, C — концентрация.

Теплогенерация в слабо литифицированных породах верхней части осадочного слоя довольно стабильна. К нижней части мощного слоя, где литификация существенно растет, ТГ сокращается по имеющимся оценкам примерно до $0,8 \text{ мкВт/м}^3$, в пределе (при температуре литификации 400°C) — до $0,5\text{--}0,6 \text{ мкВт/м}^3$ [6, 7] и др.

Во всех случаях использовались средние значения теплогенерации в группах пород. Упоминание об этом совершенно естественном обстоятельстве связано с определением ТГ пород мантии (см. ниже). Данные о теплогенерации в осадочном слое и консолидированной коре приведены в табл. 1.

Приведенные величины ТГ использованы для расчета фонового теплового потока, производимого корой и неподвижной мантией. Последняя в платформенных условиях (после геологически значительного (в сотни млн лет) периода отсутствия активности постоянна (см. ниже) практически для всего фанерозоя).

Решались двумерные и трехмерные прямые стационарные задачи. Сравнение с экспериментальными данными проведено в основном на платформенных территориях Украины, где есть густая сеть профилей ГСЗ со скоростными разрезами земной коры и определений ТП. Получено удовлетворительное согласование во всех случаях, включая зоны существенно пониженных тепловых потоков. Такой контроль демонстрирует отсутствие существенных погрешностей в использованной информации. Теплогенерацию коровых пород можно считать известной много лучше, чем мантийных.

В соответствии с периодами полураспада (уран — $4,51 \cdot 10^9$ лет, торий — $13,9 \cdot 10^9$ лет, калий (40) — $1,36 \cdot 10^9$ лет) определено изменение ТГ верхней и нижней коры во времени (по данным рис. 1).

Таблица 1. Теплогенерация (мкВт/м^3) коровых пород

V_p	ТГ	V_p	ТГ	V_p	ТГ
<i>Осадочный слой и верхняя (метапелитовая) часть фундамента</i>					
2,0	1,2	3,5	1,07	5,0	0,87
2,5	1,16	4,0	1,02	5,5	0,74
3,0	1,11	4,5	0,95	6,0	0,50
<i>Консолидированная кора</i>					
5,9	1,52	6,4	0,69	6,9	0,32
6,0	1,28	6,5	0,59	7,0	0,27
6,1	1,08	6,6	0,51	7,1	0,23
6,2	0,94	6,7	0,44	7,2	0,20
6,3	0,81	6,8	0,37		

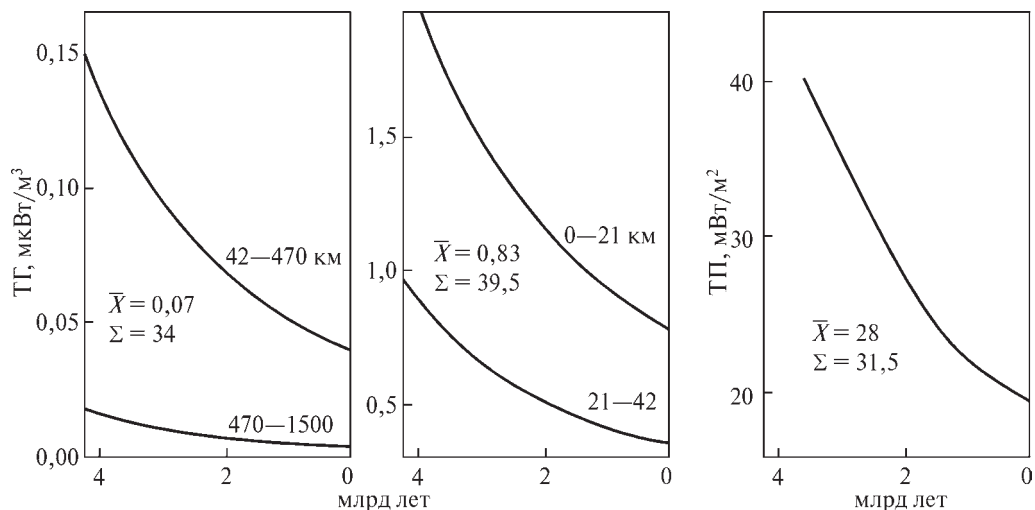


Рис. 1. Изменение теплогенерации пород тектоносферы во времени (обоснование ТГ пород мантии платформ — см. ниже) Σ — полная энергия, выделенная (на рис. 2,6,7 — вынесенная) за 3,6 млрд. лет (в 10^{14} Дж/м²).

Рис. 2. Изменение радиогенного теплового потока из коры во времени

Тепловой поток, производимый корой за счет теплогенерации ее пород, за время 3,6 — 0 млрд. лет назад изменяется в довольно широких пределах и в среднем составляет 28 мВт/м² (рис. 2).

Теплогенерация в породах верхней мантии

Диапазон мнений об этом параметре весьма велик. Значения ТГ можно установить по результатам определения концентраций урана, тория и калия в ксенолитах выносимых магмами кимберлитов и щелочных базальтов. Данные для урана и тория очень изменчивы в отличие от данных для калия. Но последний определяет не более 25 % ТГ мантийных пород. Соответствующая информация приведена на рис. 3.

Банк данных для мантийных пород включает сведения, накопленные автором в течение примерно 40 лет из гораздо большего количества источников, чем указано в ссылках. В нем представлены содержания U, Th и K (как правило — K₂O) в ксенолитах преимущественно из кимберлитов (данные по ксенолитам из щелочных базальтов составляют примерно 35 %) платформ всех континентов. Заметной разницы между двумя группами ксенолитов не заметно.

Распространено мнение о том, что содержания урана и тория в породах мантии незначительны, примерно на уровне максимальных экстремумов на гистограммах рис. 3 [17, 25, 35] и др., а относительно более высокие содержания появляются как результат контаминации магмой при транспортировке ксенолитов к поверхности. Основанием для такой интерпретации служит представление о направленном изменении состава мантии — от примитивного к деплетированному, объясняемое выносом некогерентных компонент состава в кору. Оба утверждения вызывают серьезные возражения.

По поводу влияния контаминации:

1. В случаях изучения результатов предполагаемой контаминации за дни или декады во время перемещения ксенолитов магмой и их нахождения в верхнем

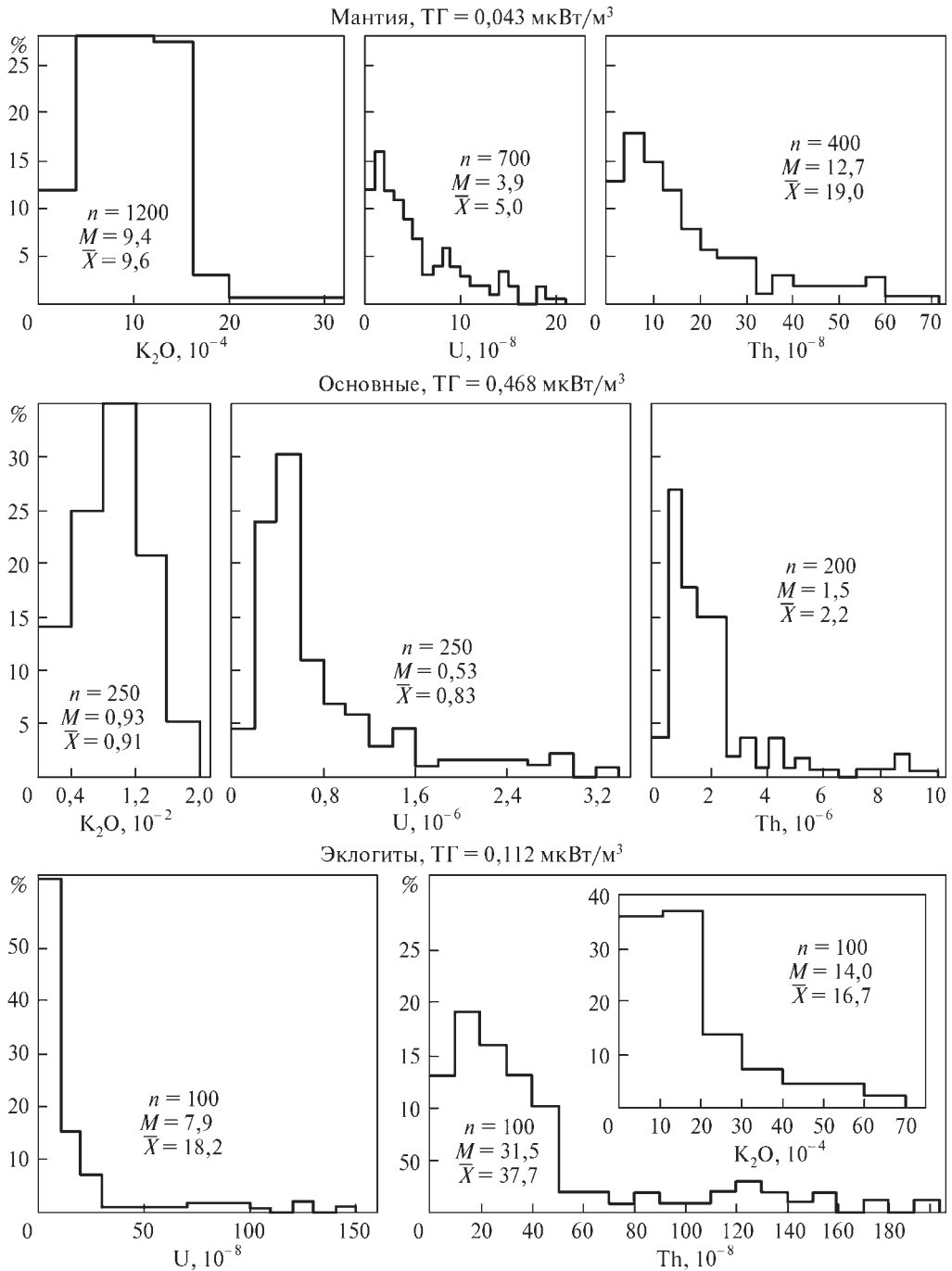


Рис. 3. Содержания урана, тория и калия в породах мантии, основных изверженных породах коры и эклогитовых ксенолитах [4, 15, 17, 20, 26, 29, 35, 36, 38—40, 43, 45, 47, 49, 52, 56, 60] и др. n — число анализов, M — медианное значение, \bar{X} — среднее значение

магматическом очаге перед извержением [56] и др. оказывается, что процесс крайне неравномерен и часто противоречит процедуре смешивания. Не худшим объяснением кажется вынос ксенолитов из зоны выше очага плавления, которая предварительно метасоматизирована при длительном существовании очага (в этом его отличие от очага кимберлитовой магмы). Тем более, что «Результаты изотопно—геохимического изучения ... шпинелевых лерцолитов, а также базанитов из трубок взрыва свидетельствуют о совмещенном по времени процессе ... метасоматоза пород верхней мантии и образования базанитовых расплавов».[19, с. 18]. К близким выводам приходят и авторы работы [46].

Большая часть выносимых ксенолитов, обладающая незначительными концентрациями урана и тория, считается избежавшей контаминации. Причина такой избирательности, скорее всего, в том, что в начале пути (примерно в интервале мощностью 10 км [11]) магма захватывает ксенолиты из предварительно метасоматизированного интервала над кровлей очага, а затем — на гораздо большем отрезке пути к поверхности — обломки неизмененных пород. При расчете необходимо учитывать вклад всех составляющих мантии. Ведь и сама основная магма образуется из ее пород, и наблюдающаяся в ней концентрация радиоактивных элементов при реальной степени плавления должна быть в несколько раз больше минимальной наблюдаемой (чаще всего встречающейся).

2. В некоторых ксенолитах метасоматических пород мантии (например, глимеритах, флогопитсодержащих лерцолитах и перидотитах) и заметной части эклогитов концентрации радиоактивных элементов сопоставима со вмещающими базальтами, в то время как степень метасоматоза находится на уровне первых процентов [56]. Тут трудно заподозрить контаминацию. Несмотря на относительную редкость таких пород, их учет может заметно повлиять на вычисляемую среднюю ТГ в мантии.

При формировании выборки для мантийных пород на рис. 3 в нее могли попасть и эклогитовые ксенолиты, так как в некоторых источниках состав ксенолитов не сообщается.

3. Для всех пород, представленных на рис. 3, вариации содержаний калия невелики, так как он входит в состав породообразующих минералов. Изменчивость содержаний урана и тория значительна, так как они включены в акцессоры. Ее можно характеризовать различиями между медианными и средними значениями, она практически одинакова в породах мантии и основных породах коры, для которых контаминация не предполагается. Специфичность вариаций содержаний в эклогитах может быть связана с их метаморфической историей.

4. В случае контаминации должна наблюдаться связь между содержаниями урана в ксенолитах и вмещающих базальтах. По имеющимся данным [17] и др. она отсутствует — рис. 4, а.

Связь концентраций урана и тория в мантийных породах такая же, как в образований, не подвергавшихся контаминации.

По поводу изменения состава мантии от примитивной к деплетированной:

1. Имеется ряд указаний на то, что содержание радиоактивных элементов в примитивной мантии бывает ниже, чем в деплетированной [36] и др. При сокращении в мантии концентраций радиоактивных элементов со временем логично ожидать такого же изменения в выплавляемых из нее базальтах или сокращения объема базальтового магматизма в ходе геологической истории. На самом деле этого не происходит.

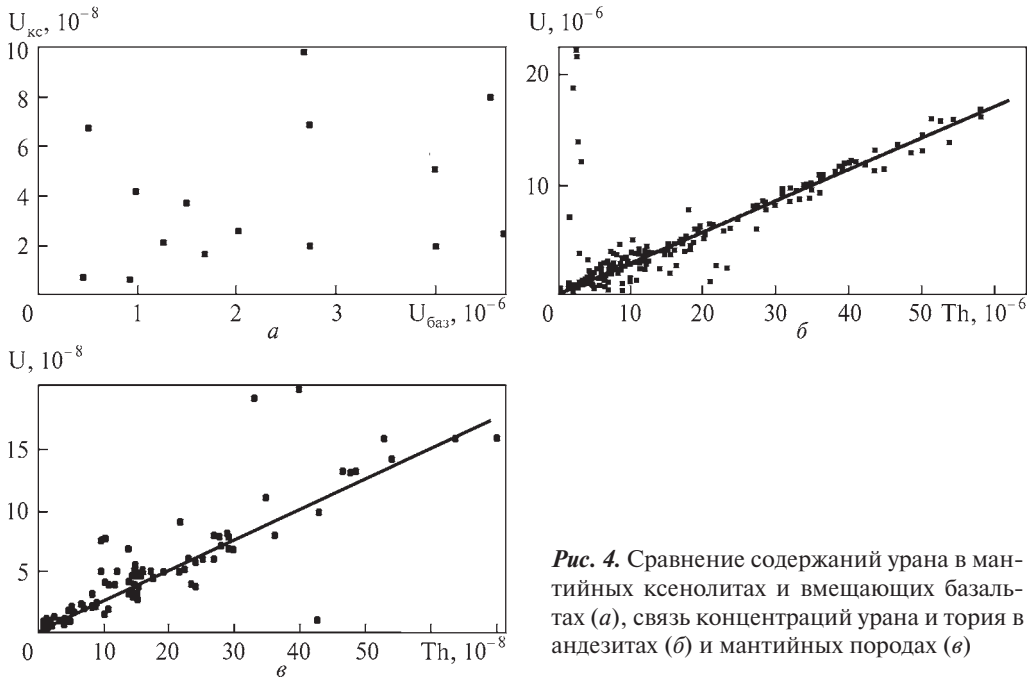


Рис. 4. Сравнение содержаний урана в мантийных ксенолитах и вмещающих базальтах (а), связь концентраций урана и тория в андезитах (б) и мантийных породах (в)

Таблица 2. Состав пород верхней мантии по ксенолитам в кимберлитах Южной Африки

Порода	C, %	Порода	C, %
<i>Перидотит-пироксенитовая ассоциация</i>		<i>Эклогитовая ассоциация</i>	
Дуниты	0,3	Эклогиты	63
Гарцбургиты	16	2-рхс эклогиты	2
Лерцолиты	14	Кианитовые эклогиты	8
Гранатовые гарцбургиты	18	Кварцевые эклогиты	0,6
Гранатовые лерцолиты	43	Р1-эклогиты	8
Перидотиты	6	Са-эклогиты	3
Другие	3	Корундовые эклогиты	6
		Другие	9

2. Согласно АПГ поступление в верхнюю мантию корового материала за время известной геологической истории эквивалентно слою мощностью около 250 км. Кроме того, в мантии должны присутствовать значительные интервалы глубин (суммарной мощностью в несколько десятков км) метасоматически измененных пород над магматическими очагами, реститы и кумуляты [10] и др. Близкие результаты получаются и при подсчете погружившегося в мантию корового материала по представлениям гипотезы тектоники плит. «...многие мантийные эклогиты произошли из океанической коры, погружающейся в мантию.» [22, с. 102].

Таким образом, направленное обеднение мантии нереально. Об этом свидетельствуют многочисленные данные для наиболее изученных по ксенолитам блоков верхней мантии. Например, в работе [54] приведен состав мантии нескольких районов с кимберлитовым магматизмом на трех континентах — рис. 5. Отметим, что фертильной считается мантия, обогащенная некогерентными

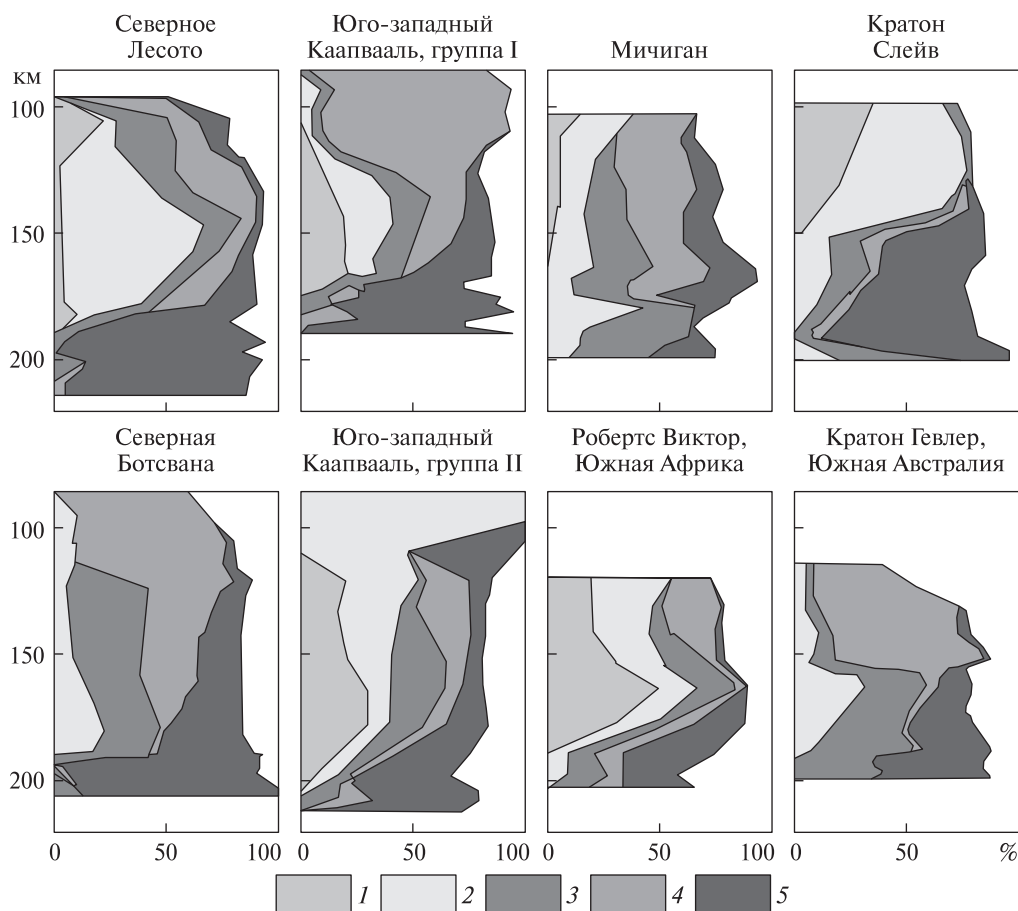


Рис. 5. Состав пород мантии некоторых платформенных районов Африки, Сев. Америки и Австралии по данным ксенолитов в кимберлитах [54]: 1 — гарцбургиты, 2 — деплетированные лерцолиты, 3 — деплетированная и метасоматизированная мантия, 4 — фертильные лерцолиты, 5 — мантия, метасоматизированная магмой

компонентами, в частности, и радиоактивными элементами. Как правило, обогащена ими и метасоматически измененная мантия.

Для Южной Африки в работе А. Рингвуда [22] приведен состав ксенолитов в кимберлитах (табл. 2) с использованием другого подхода к классификации. Количество ксенолитов двух ассоциаций сопоставимо. «...есть все основания предполагать, что встречаемая в кимберлитах ассоциация перидотитовых и эклогитовых ксенолитов и ксенокристов представляет собой среднюю «пробу» мантии.» [22, с. 104].

Под Скалистыми горами мантия представлена кумулатами, дунитами, гарцбургитами, лерцолитами, верлитами, ортопироксенитами, слюдистыми пироксенитами, вебстеритами, глиммеритами [41, 2004].

По данным [29] части мантийных разрезов, изученные по ксенолитам в кимберлитах, на 30—70 % состоят из эклогитов, остальное — перидотиты и некоторое количество вебстеритов. Около трети эклогитов имеют коровое происхождение, примерно столько же — неясное, остальные — мантийные. В эклогитах

содержание урана в 2—2,5 раза больше, чем в перидотитах (впрочем, таких данных в этой работе приведено мало).

Верхняя мантия под блоками Украинского щита представлена сочетаниями в разных пропорциях лерцолитов, эклогитов, вебстеритов, дунитов, глиммеритов, пироксенитов [30, 31] и др. В целом можно говорить скорее об обогащении фанерозойской мантии по сравнению с докембрием, чем об ее обеднении [11].

О значительном разнообразии мантийных пород свидетельствуют данные по Балтийскому щиту [34 и др.]. Данные по многим районам кайнозойского щелочного базальтового магматизма континентов и океанов обнаруживают различные тренды изменений шпинелевых лерцолитов, встречены варианты как деплетированной, так и обогащенной мантии [12]. Среди ксенолитов, вынесенных неогеновыми базальтами Центрального массива Франции, присутствует широкий спектр пород от представляющих примитивную мантию до предельно обедненных дунитов [58]. Среди ксенолитов, вынесенных гавайскими базальтами, представлен набор пород, включающий перидотиты, верлиты, эклогиты, дуниты [43].

Таким образом, идея об однонаправленном изменении (обеднении) мантии с возрастом представляется умозрительной, не согласующейся с фактами.

3. Формирование состава верхней мантии связано, в частности, с участием коровых образований, подтверждаемом многочисленными данными [23, 29].

В петрологической литературе можно встретить обоснование точки зрения, согласно которой часть находящаяся в мантии эклогитов поступает в нее из коры [48]. Это предположение находит подтверждение в изотопных метках алмазов в некоторых эклогитах [24]. Они служат доказательством погружения эклогитизированных пород земной коры на большие глубины (ниже границы раздела графит—алмаз, т.е. при реальных T в платформенном регионе — более 120 км). Некоторые авторы [42 и др.] считают, что без погружения эклогитизированных блоков коры в верхнюю мантию вообще невозможен «внутриплитовый» (речь идет о континентальной плите) магматизм наблюдаемого состава из мантийного источника на глубинах порядка 50—150 км. Не исключено, что рассматриваемое явление формирует состав верхних горизонтов «мантии гавайского типа» [44].

Предполагаются различные варианты участия погружившихся коровых эклогитов в формировании состава источников магмы в мантии [1, 18, 57 и др.].

И все же привязать разные концентрации урана и тория к разным мантийным породам по имеющемуся материалу практически невозможно. Часто описание пород сводится к самой общей характеристике, например, «примитивная мантия». В пределах этой «породы» оказываются образования с вариациями химического состава, превышающими отличия ее от деплетированной или фертильной мантии [12 и др.].

Но можно вполне обоснованно предположить, что обнаруженные вариации содержаний урана и тория в мантийных породах отражают реальную картину теплогенерации, и ее можно вычислить по средним содержаниям. Для настоящего времени она составит $0,043 \text{ мкВт/м}^3$. Цифра очень близка к получаемой из представлений А. Рингвуда о составе мантийного пиrolита как «...смеси трех частей альпийских перидотитов и одной части гавайских толеитов.» [22, с. 174—175]. Конечно, используя такую модель для оценки ТГ (а не химического и минерального состава пиrolита), необходимо иметь в виду, что в мантии породы

основного состава представлены эклогитами, в которых содержания урана и тория резко понижены по сравнению с базальтами (см. рис. 3).

Изменение ТГ во времени для пород верхней мантии представлено на рис. 1. В нижней мантии предполагается отсутствие «базальтовой составляющей» и, соответственно, резкое понижение теплогенерации.

Тепловой поток в период 3,6—0 млрд лет назад за счет теплогенерации в верхней мантии представлен на рис. 6, а.

Элементы теплового баланса

Кроме перечисленных компонент теплового потока (радиогенного из коры и неподвижной мантии) существует еще составляющая, обусловленная остыванием коры и мантии. Тепловой поток от охлаждающейся тектоносферы (от температуры солидуса 4,2 млрд лет назад) представлен на рис. 6, б.

Сумма двух последних компонент для настоящего времени составляет 20,5 мВт/м². Это с большой точностью отвечает величине мантийного теплового потока на платформах (т.е. в ситуации длительного отсутствия теплопереноса), определяемой как разница между экспериментальным ТП и расчетным коровым радиогенным [11 и др.]. Такое совпадение невозможно при неправильно выбранной теплогенерации в верхней мантии. Сумма всех трех компонент кондуктивного теплового потока составляет в настоящее время 40 мВт/м², что очень близко к наблюдаемому ТП на платформе вне аномалий, связанных с глубинным теплопереносом. На хорошо изученной территории Украины такой тепловой поток зафиксирован на склоне Воронежской антеклизы, в Днепровско-Донецкой впадине, на Украинском щите, Волыно-Подольской плите, на Южноукраинской моноклинали. Как правило, он выше расчетного примерно на 2 мВт/м², что может быть в ряде районов связано с наличием осадочного слоя с относительно высокой ТГ, а на щите — с распространением гранитоидов.

Интегральное выделение тепла в коре и верхней мантии за последние 3,6 млрд лет составляет $73,5 \cdot 10^{14}$ Дж/м². Кондуктивный тепловой поток за это время вынес $59,5 \cdot 10^{14}$ Дж/м². Разница должна обеспечить теплоперенос при активных глубинных процессах.

Рассмотрим потребность глубинных процессов в энергии (W). Имеются в виду геосинклинали, рифты и зоны одноактной активизации (согласно АПГ в геосинклинальном процессе три акта теплопереноса, в рифтовом — два-три). Подробнее проблема анализируется в [10 и др.], здесь приведем лишь некоторые данные общего характера. Следует отметить, что величина W в публикациях автора несколько изменяется во времени. Это связано с трудностью точного определения теплового потока в относительно молодых геосинклиналях и рифтах. Очень часто ТП искажены влиянием современной активизации. Не является исключением и данная статья: приводимые ниже W несколько меньше использованных в [10].

Аномальный тепловой поток геосинклинали выносит $0,68 \cdot 10^{14}$ Дж/м² (рис. 7, а), с учетом расхода энергии на нетепловые процессы в приповерхностной зоне (прежде всего — поднятие блока коры и верхних горизонтов мантии) расход на один геосинклинальный цикл увеличивается до $0,8 \cdot 10^{14}$ Дж/м².

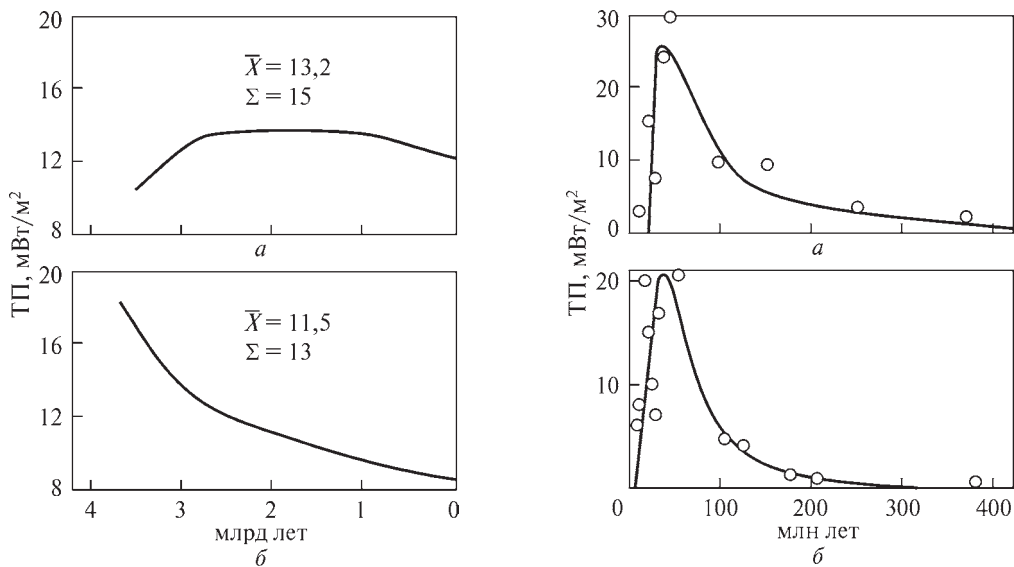


Рис. 6. Тепловой поток за счет: *a* — теплогенерации в породах мантии (Σ — суммарная величина в 10^{14} Дж/м²); *б* — охлаждения коры и мантии

Рис. 7. Аномалия теплового потока: *a* — геосинклинали; *б* — рифта

Для рифтогенеза эта величина оказывается несколько меньше — около $0,6 \cdot 10^{14}$ Дж/м² (рис. 7, *б*). Примерно столько же ($0,55 \cdot 10^{14}$ Дж/м²) требуется для одноактной активизации. В последнем случае не удастся построить экспериментальную аномалию теплового потока, для оценки W использовалась расчетная по АПГ.

Судя по интенсивности возмущений в районах современной активизации, где происхождение аномалии ТП можно предположить не только в связи с гидротермальной деятельностью, максимум достигает примерно тех же величин, что и в рифте, — около 20 мВт/м².

Тепломассоперенос в тектоносфере. В процессе расчета тепловых моделей, отражающих последствия тепломассопереноса, на исходную модель — распределение температуры солидуса до глубины 1000—1100 км 4,2 млн. лет назад и результаты ее эволюции под влиянием теплогенерации и выноса тепла через поверхность — накладывались результаты перемещений вещества в каждом активном эпизоде истории региона. Изучение состава магматических пород Украинского и других щитов [11 и др.] показало, что глубины кровли астеносферы в ходе активных процессов докембрия изменяются так же, как в геосинклиналях и рифтах фанерозоя. Именно в этом смысле древним процессам были приписаны обозначения «геосинклиналь» и «рифт», тектонические последствия этих событий могли быть и иными, чем в фанерозое. В докембрии, скорее всего, сохраняется присущая фанерозойским геосинклиналям гомодромная последовательность магматизма, нарушаемая только на этапе последующей активизации [11]. Однако осадочный чехол огромных по площади прогибов протогоеосинклиналей (протомиогосинклиналей?) рифея или даже венда — раннего кембрия (Граппианская, Кордильерская геосинклинали и др.) формируется в условиях отсутствия заметных наклонов, вызывающих голоморфную складчатость при

сползании по фундаменту [10]. Таким образом, может отсутствовать важнейший диагностический признак рассматриваемого эндогенного режима. Такое предположение, в общем, подтверждается [33 и др.].

Выбор варианта активного процесса связывался с видом предшествующей ему тепловой модели. Если перед его началом температуры превышали солидус в большом интервале глубин ниже 200 км, ситуация считалась подходящей для возникновения внутриастеносферной конвекции и геосинклинального процесса. При этом учитывалось наличие сверхадиабатического градиента в астеносфере или ее части. Именно такой фрагмент астеносферы считался пригодным для конвективного перемешивания вещества и подготовки всплывающего вверх астенолита. Если астеносфера была менее мощной, условия считались подходящими для рифтового процесса или одноактной активизации (которой отвечало перемещение вещества, характерное для начального этапа рифтогенеза). Как правило, вынос вещества в этом случае осуществлялся из астеносферы или ее части мощностью около 100 км, реже — 50 км. В случае отсутствия астеносферы или ее незначительной (менее 50 км) мощности ситуация считалась непригодной для начала активного процесса, расчет (подразумевающий только эволюцию фона и сглаживание возникших прежде аномалий T) продолжался до момента формирования необходимых условий. Для упрощения расчетов диаметр единичного кванта тектонического действия (КТД — минимального объема вещества, способного к перемещению) во всех случаях считался равным 50 км. Каждому геосинклинальному или рифтовому событию отвечало перемещение трех КТД. При расчете тепловых эффектов, обусловленных перемещением вещества, в случае необходимости учитывалась ограниченность возникающих источников тепла по длине и ширине.

Конечно, проведенное моделирование не отражает единственно возможный вариант последовательности активных процессов в тектоносфере щита. Были рассмотрены несколько разновидностей схем процесса с разными тепловыми свойствами среды и разным выбором характера процесса в моменты, когда тепловая модель не позволяла однозначно предпочесть тип эндогенного режима, когда можно было начинать активизацию или продлить время «тектонического покоя» для более полного «созревания» условий последующего теплопереноса. Во всех случаях картина получалась принципиально та же. К рассчитанным актам теплопереноса нельзя добавить ни одного.

Подробное рассмотрение построения модели и сравнения расчетного возраста периодов активизации с экспериментально установленным для пород щитов всех континентов приведено в [8, 9, 11]. Сравнение осложнено тем обстоятельством, что в позднем архее и протерозое активизации не охватывают всю территорию одновременно. Небольшие различия в теплогенерации мантийных пород приводят к некоторому смещению возрастов активизаций в разных блоках щитов, а расчет выполняется для одного. Тем не менее удается достоверно выделить датировки, пригодные для сравнения с модельными на Канадском (КЩ), Балтийском (БЩ), Украинском (УЩ), Индийском (ИЩ) щитах, Сибирской (СП), Сино-Корейской (СКП), Африканской (АфП), Южноамериканской (ЮАП), Австралийской (АвП) и Антарктической (АнП) платформах.

«Пропущенные» экспериментальные датировки (табл. 3) могут быть связаны с неполнотой изученности щитов, работы последних лет во многих случаях закрыли

Таблица 3. Сравнение модельных (М) и экспериментальных датировок пород щитов мира (млн л.)

М	КЩ	БЩ	УЩ	СП	СКЩ	ИЩ	АфП	ЮАП	АвП	АнП
3800	3800									
3770										
3740							3750		3750	
3710	3700						3700		3710	
3680			3680		3670		3670		3680	
3650			3650		3550				3650	
3620	3620		3620						3620	
3590	3590		3600		3600	3600	3600		3600	
3560	3550		3560				3560			
3530		3530			3530		3530			
3500	3500	3510	3500	3500	3500	3500	3500	3500	3500	
3470		3470					3480	3470	3470	3470
3440		3440	3450			3440	3440	3450	3440	
3410	3410	3410	3400		3400	3410	3410	3400	3400	
3370			3370			3350	3380		3350	3380
3330	3350	3330		3350	3340	3330	3330		3330	3350
3300	3300		3310	3300	3300	3300	3300	3300	3300	3300
3270	3250	3250	3270	3250		3260	3260	3260	3250	3270
3230	3220	3230	3250	3230	3240	3230	3230	3230		
3200	3200	3210	3190	3200	3200	3200	3200	3200	3200	3200
3170		3160	3170	3160	3170		3180	3170	3180	3170
3140	3150	3140	3140			3120	3150	3150	3120	3150
3100		3100	3100	3100		3100	3100	3100	3100	3100
3070	3080		3070			3070	3070			3070
3040	3040	3030	3040		3050		3040	3040	3050	
3010	3000	3010	3010	3000	3000	3000	3000	3010	3000	3000
2980	2980	2980	2980	2970		2970	2980	2990	2970	2980
2940	2940	2940	2920	2940	2950	2920	2950	2930	2940	
2900	2910	2900	2900	2910	2900	2900	2900	2900	2900	
2860	2850	2860	2860	2860	2850	2850	2870		2860	2840
2820	2820	2820	2820	2800		2800	2810	2800	2810	2820
2780	2780	2780	2790	2770	2800		2780	2780	2780	2790
2740	2740	2740	2740	2750	2740	2750	2740	2740	2740	
2700	2700	2700	2700	2700	2700	2700	2700	2700	2700	
2650	2650	2650	2660	2660	2650	2630	2650	2670	2660	2640
2600	2600	2590	2600	2600	2600	2600	2600	2600	2600	2600
2550	2550	2540	2550	2550	2550	2560	2550	2540	2550	2540
2500	2480	2490	2500	2490	2500	2490	2500	2490	2480	2500
2400	2420	2400	2430	2410	2420	2400	2410	2430	2400	2420
2350	2350	2350	2340	2350	2360	2310	2350	2350	2360	
2280	2290	2280	2290	2300	2300		2290	2300	2300	2300
2240	2240	2240	2240	2240	2240		2240	2250	2250	
2200	2190	2210	2200	2200	2200	2200	2200	2200	2200	2200
2150	2160	2160	2150	2140	2160	2140	2150	2150	2160	
2120	2110	2120	2110	2110	2110	2100	2110	2120	2130	2100
2060	2060	2050	2060	2060	2060	2030	2060	2060	2050	2060
2000	2000	1990	2000	2000	2000	2000	1990	2010	2000	2000
1850	1850	1860	1880	1860	1860	1870	1860	1860	1840	1860
1800	1800	1790	1800	1810	1800	1810	1800	1800	1800	1800
1750	1750	1740	1750	1750	1740	1720	1740	1750	1740	1740
1480	1470	1480	1460	1500	1520	1480	1430	1490	1480	1490
1350	1330	1330	1350	1350	1370	1350	1330	1350	1350	1370
1250	1260	1230	1230	1250	1290	1240	1250	1210	1220	1270
1100	1080	1120	1100	1100	1160	1100	1430	1100	1150	1120
950	960	960	900	960		970	1330	980	980	960
790	770	780	770	790	780	790	770	780	790	800
600	600	600	650	680	600	620	570	570	600	620
400	400	420	390	400			500			
200	200		280	200			150			
0	70	0—5	5	100			20			

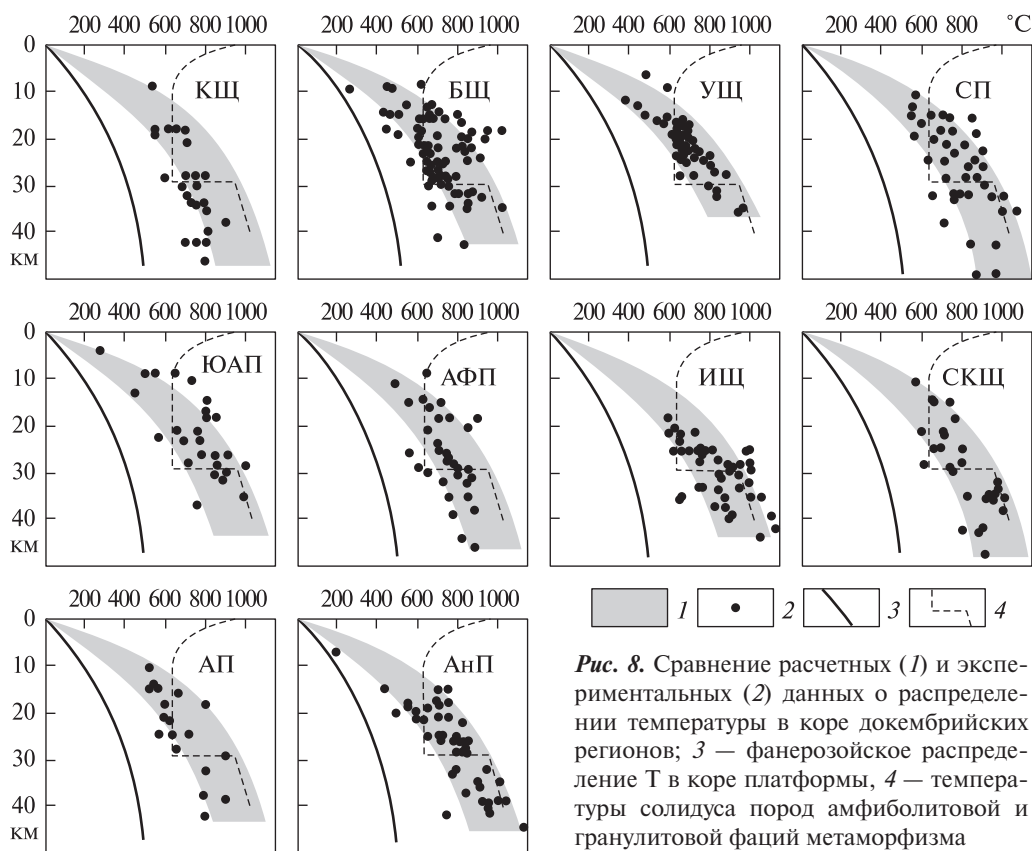


Рис. 8. Сравнение расчетных (1) и экспериментальных (2) данных о распределении температуры в коре докембрийских регионов; 3 — фанерозойское распределение T в коре платформы, 4 — температуры солидуса пород амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма

такие пропуски. В целом согласование расчетных и экспериментальных данных не вызывает сомнений, невозможно представить их случайное совпадение.

В районах щитов и платформ мира, где можно наблюдать следы активных процессов в указанный выше период, произошли (табл. 3) 23 активных события. Это 3 геосинклинальных, 11 рифтовых и 9 активизаций (современная активизация не включена в этот перечень, так как на большей части территории платформ еще не состоялась). Проведенные расчеты фактически представляют собой физическое обоснование канона Штилле.

Результат (расход энергии около $14 \cdot 10^{14}$ Дж/м²) соответствует разнице между радиогенной теплогенерацией в коре и верхней мантии и кондуктивным потоком из тектоносферы, т.е. массоперенос, вызывающий тектоно-магматическую активность, потребляет около 20 % радиогенной энергии. Радиогенной теплогенерации в тектоносфере вполне достаточно для объяснения глубинных процессов, нет смысла привлекать другие, особенно — находящиеся на глубинах, информация о которых отсутствует (граница мантии и ядра и т.п.).

В пользу принятого уровня теплогенерации в коре и мантии говорят и данные геотермометров, отражающие РТ-условия образования или преобразования пород в периоды от глубокого докембрия до современности (рис. 8, 9). Эта информация поставляется ксенолитами, выносимыми кимберлитами и щелочными базальтами в платформенных регионах. Большая часть коровых данных по-

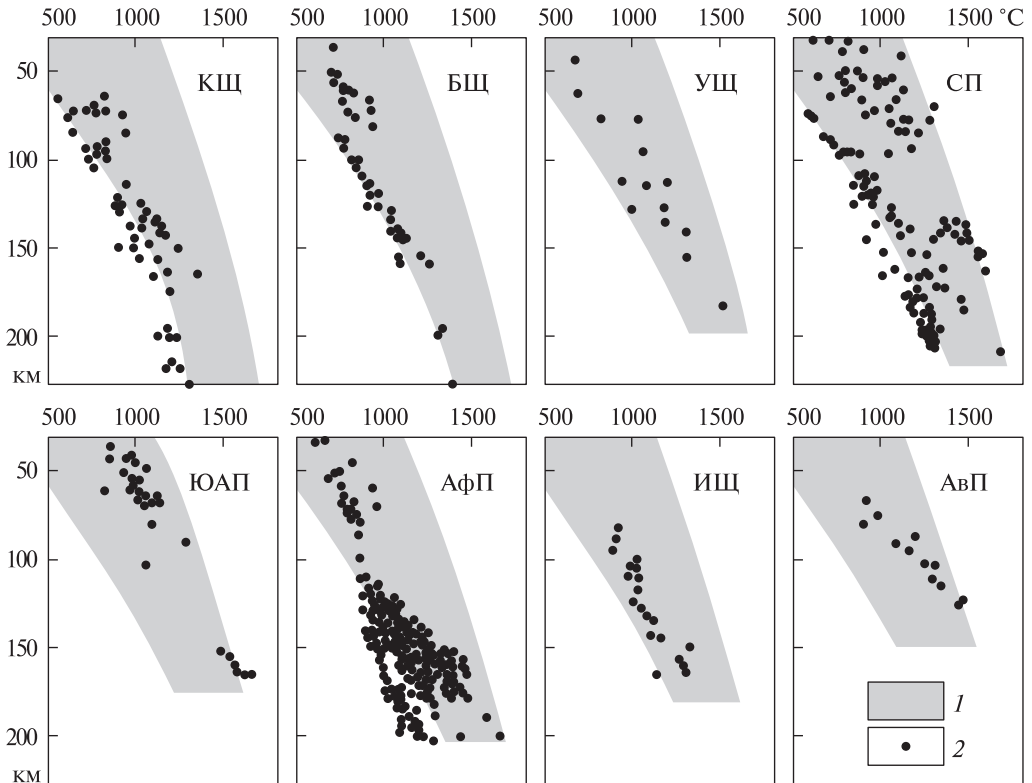


Рис. 9. Сравнение расчетных температур (1) и данных геотермометров (2) в мантии

лучена на поверхности по породам глубокоэродированных блоков. Для этих образований и ксенолитов из большей части коры сохраняются максимальные Т. В мантии под влиянием высоких РТ-условий породы в значительной мере успевают «подстроиться» под платформенный режим.

Эволюция массопотока в геологической истории

Приведенные данные не только демонстрируют выполнение закона сохранения энергии, но и иллюстрируют сокращение частоты активных процессов за рассматриваемый период более чем в 5 раз, что объясняется сокращением концентрации радиоактивных элементов по мере их распада.

Существует еще один независимый метод контроля правильности такого изменения. Он основан на моделировании изотопно-геохронометрических систем [2 и др.]. Моделирование призвано разрешить проблему соотношений концентраций К, U, Sr, изотопов He, Ar, Ne, Xe и других благородных газов в мантии, коровых базальтах и атмосфере. Фиксируемые противоречия снимаются в случае принятия представления о массопотоке из мантии в кору и обратно, происходящем с изменяющейся во времени интенсивностью. Принятое авторами временное изменение массопотока показано на рис. 10.

Оно согласуется с изменением количества актов тепломассопереноса в единицу времени, что можно считать еще одним подтверждением принятых параметров энергетического баланса тектоносферы.

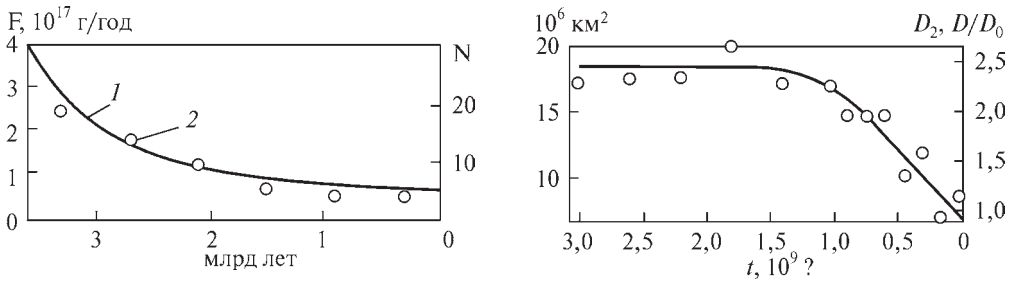


Рис. 10. Изменение во времени массопотока (1) по [2] и количества актов теплопереноса (2) за каждые 0,6 млрд лет (табл. 3)

Рис. 11. Изменение площадей (D) распространения геосинклиналей разного возраста. D_0 — площадь альпид.

Полученное соответствие позволяет рассчитать величину массопотока, отвечающую одному из 23 событий активизации за последние 3,6 млрд лет. Он отвечает выносу из мантии вещества, эквивалентного слою мощностью 13—13,5 км. В АПГ непосредственно описан вынос 8,5 км при каждом активном событии. При этом не учитывается вынос на поверхность и в приповерхностную зону мантийных магм, в том числе и на этапах, когда указанный слой не формируется. Скорее всего, это незначительная добавка к массопотоку, в одноактных активизациях она может отсутствовать. Более перспективным в этом смысле представляется изменение мощности коры на несколько километров, образование коро-мантийной смеси, характерное для различных этапов разных эндогенных режимов. Здесь возможен коро-мантийный обмен, доводящий массопоток до нужных параметров.

Обсуждение результатов

Проведенный анализ демонстрирует возможность построения энергетически сбалансированной гипотезы глубинных процессов, не требующей иного источника энергии, кроме тепла радиоактивного распада. Однако ограниченность использованных данных оставляет за пределами рассмотрения многие важные особенности геологической истории, энергетическое согласование которых с АПГ пока не проведено.

Выполненные расчеты касаются современных платформ, на которых в фанерозое не было регионов с геосинклинальным эндогенным режимом. Отдельные «заливы» из геосинклинальных поясов (Донбасс, Вичита, Пальмира и др.) только подтверждают это правило. Можно предположить, что в мантии сохранившихся геосинклинальных поясов ТГ выше. Площади распространения этого самого «энергоёмкого» типа эндогенного режима на континентах с докембрия сильно сократились (рис. 11), он сконцентрировался только в зонах с повышенной теплогенерацией.

Впрочем, существует точка зрения, наиболее полно выраженная Н.М. Страховым: «...наиболее подвижные участки раньше перешли в стадию жестких платформенных тел, менее подвижные — позже. Те площади, что мы называли геосинклинальными зонами конца докембрия, палеозоя и т. д. (Средиземноморская, Тихоокеанская, Грампианская и др.), представляют ... остаточные менее

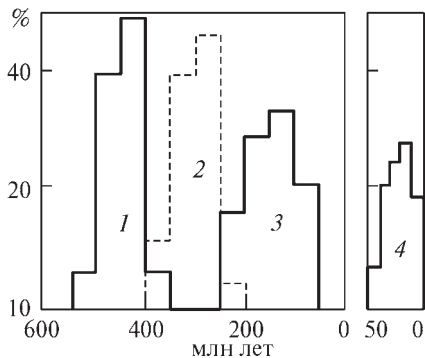


Рис. 12. Гистограммы распределения возрастов геосинклиналей фанерозоя: 1 — каледониды, 2 — герциниды, 3 — киммериды, 4 — альпиды

активные и потому медленнее развивавшиеся участки первичной геосинклинальной литосферы. В ходе докембрия... более подвижные участки первичной геосинклинальной литосферы раньше превратились... в жесткие платформенные глыбы; менее подвижные уцелели как геосинклинали до конца докембрия... оказались уже, наоборот,

более подвижными и пластичными сравнительно со сформировавшимися платформами.» [27, с 152]

Она неприемлема, так как в основных геосинклинальных поясах (в частности, в Средиземноморско-Индонезийском) собран достаточный материал для прослеживания их историй по крайней мере до среднего протерозоя. В частности, на территории Европы альпийским и (реже) киммерийским геосинклиналям предшествовали со значительным территориальным перекрытием герцинские, некоторые из них предваряются (на меньшей территории, чем альпиды герцинидами) каледонскими. Довольно широко распространены байкалиды, причем трудность их изучения связана с явным наложением разных фаз, но определено «...в ассинтской эре, охватывающей период около 300 млн лет, ... доказано, что... число фаз высшего порядка возросло до трех» [32, с. 193]. Сведения о самостоятельном проявлении геосинклиналей гренвильской и готской эпох имеются, но они характеризуют только часть территории, охваченной процессами соответствующего возраста. Гренвильские геосинклинали развивались в особый период геологической истории континентов. Сравнивая их с предшествующими, А.А. Богданов и В.Е. Хаин приходят к выводу, что «По своему относительно масштабу на первое место (среди соседних эпох — авт.) ... может бесспорно претендовать гренвильская — дальсландская — сатпурская — араваллийская — кибарская эпоха на рубеже 1000 млн. лет, проявившаяся практически на всех континентах и повлекшая за собой необратимую консолидацию ряда геосинклинальных систем» [3, с. 237]. «...гренвиллиды... обычно еще органически входят в доколь древних платформ..., в отличие от байкалид, слагающих уже (за исключением интракратонных систем) их складчатое обрамление.» [3, с. 238]. Но и эти авторы выделяют огромные территории, характеризующиеся ими как «...эпикарельские платформы, частично переработанные готской, гренвильской, а местами и байкальской складчатостями» [3, с. 208].

Таким образом, вне докембрийской платформы Европы в фанерозое и рифее (примерно до 1,2 млрд лет назад) происходят геосинклинальные события, в то время как на платформе — только одноактные активизации и два этапа рифтогенеза (рифейский и девонский), скорее всего, ограниченные двумя сближенными во времени актами тепломассопереноса каждый. Временная дистанция между геосинклиналями в фанерозое составляет 150 млн лет (рис. 12). В рифее — несколько меньше. Относительное изменение ТГ мантийных пород в фанерозое невелико, температуры в мантии перед началом каждого из циклов также суще-

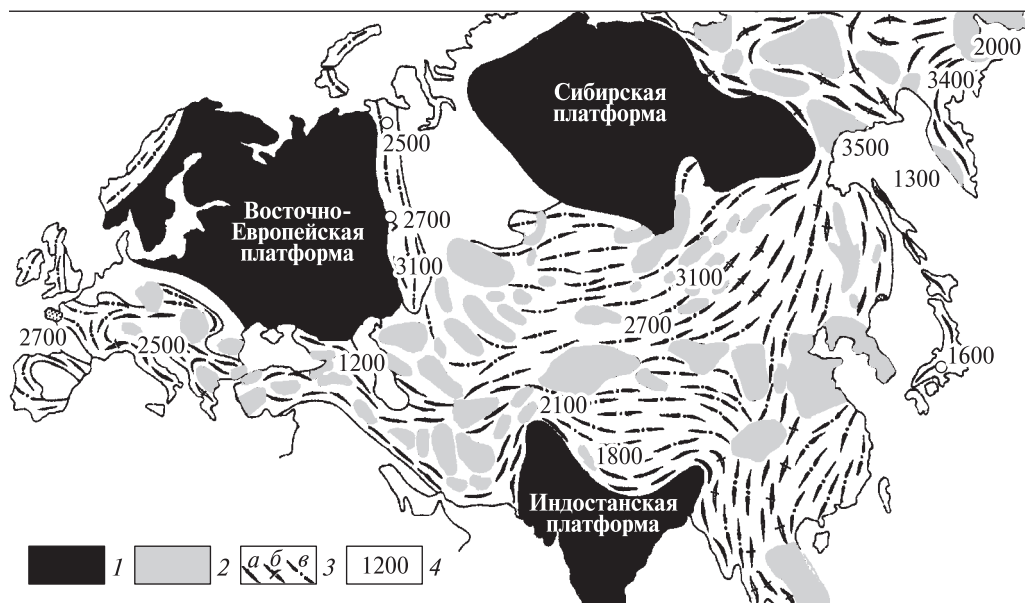


Рис. 13. Платформы и фанерозойские геосинклинали Евразии [14]: 1 — древние платформы, 2 — срединные массивы, 3 — фанерозойские геосинклинали (а — альпиды, б — киммериды, в — палеозойды), 4 — значения радиометрического возраста пород фундамента

ственно не различаются. Поэтому можно поставить такую задачу: как следует изменить теплогенерацию пород мантии, чтобы за 150 млн лет после предыдущего цикла восстановить стартовые условия для начала последующего. Необходимым оказывается увеличение ТГ на $0,016 \text{ мкВт/м}^3$, т. е. на 35—40 %. Подобные вариации теплогенерации в коре (не в отдельных породах или слоях, а в коре в целом), устанавливаемые при объяснении разных величин ТП, встречаются. Для мантии их пока не удастся установить экспериментально.

Докембрийские процессы (вплоть до раннеархейских), сопровождаемые магматизмом и метаморфизмом, часто отождествляемые с геосинклинальными, установлены в фундаментах всех складчатых поясов Евразии (рис. 13). Частоту активизаций можно рассмотреть на примере относительно небольшого Сангиленского срединного массива раннекаледонской—позднебайкальской (салаирской) геосинклинали (возраст складчатости — около 520 млн лет) (табл. 4).

Очевидно, что в докембрийской и раннепалеозойской истории массива встречаются периоды активизации, «не предусмотренные» для истории современных платформ, развивающихся в соответствии с нормальной теплогенерацией в породах верхней мантии. Множество подобных примеров приведено, в частности, в работе [33] и др.

Если допустить (это кажется вполне возможным, хотя при нынешнем уровне знаний достоверно не доказуемым), что в каждой точке Земли в вертикальном столбе, включающем кору и верхнюю мантию, выделяется примерно одинаковое количество радиогенного тепла, то на повышение концентрации источников в верхней мантии может указывать соответствующее сокращение в коре. Естественно, предполагается, что мощность коры принципиально не изменяется. Кора геосинклиналей должна оказаться более основной и «высоко-скоростной». Повышенной скорости не следует ожидать в верхнем слое осадков, накопившихся во время

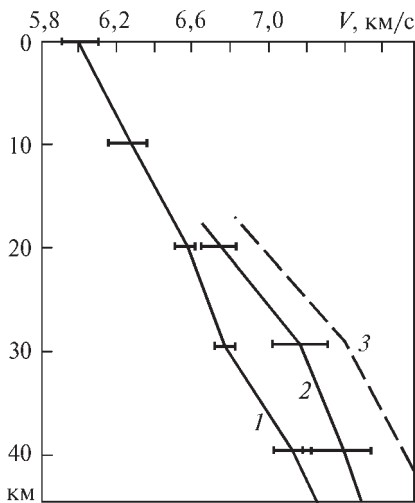


Рис. 14. Сравнение скоростных разрезов коры щитов и фанерозойских геосинклиналей: 1 — средний скоростной разрез Украинского, Балтийского, Канадского, Индийского, Алданского, Аравийского, Австралийского щитов [28 и др.]; 2 — средний скоростной разрез герцинид Донбасса, альпид Карпат, киммерид Крыма, Рено-Герцинской и Молданубской зон герцинид Европы, каледонид Англии, герцинид Тянь-Шаня, Урала, альпид и киммерид Камчатки, Кордильер и Анд [10 и др.]; 3 — средний скоростной разрез коры геосинклиналей, исправленный с учетом высоких температур

первой части геосинклинального цикла за счет эрозии приповерхностных пород соседних блоков. Поэтому сравнение нужно вести для интервалов глубин, где скорости выше, чем в осадках и метapelитах. Действительно, оказывается, что на глубинах более 15–20 км скорости сейсмических волн в коре под многими геосинклиналями выше платформенных (рис. 14).

Замена средней коры платформы геосинклинальной позволяет увеличить теплогенерацию в верхней мантии на $0,012 \text{ мкВт/м}^3$, что сравнимо с полученной выше величиной.

Согласно АПГ кора современных океанов — результат переработки базитового варианта континентальной коры [10 и др.]. Сама по себе исходная базитовая кора (если принятая гипотеза реальна) подразумевает повышение ТГ верхней мантии примерно на $0,014 \text{ мкВт/м}^3$. В результате океанизации большая часть базитовой коры (за исключением примерно 6 км) поступает в верхнюю мантию, увеличивая ее ТГ примерно на $0,02 \text{ мкВт/м}^3$. Такая процедура делает возможной гораздо большую тектоно-магматическую активность, чем под современными платформами и даже геосинклиналями.

Создается впечатление, что существуют и регионы с промежуточной величиной ТГ между двумя последними вариантами. Это задуговые и средиземные бассейны, срединные массивы с резко утоненной, часто базифицированной корой. Имеется информация и о существовании таких не до конца переработанных коро-мантийных блоков во всех океанах [16, 54].

Таблица 4. Сравнение возрастов активизаций Сангиленского массива в млн лет

М	Сан	М	Сан	М	Сан	М	Сан	М	Сан
2120	2100	1800	1800	1480		950	1000	600	630
2060		1750	1720	1350			900		590
2000	1970		1650	1250	1230	790	820		520
1850	1870		1570	1100			740		470

М — расчетные по АПГ, Сан — экспериментально установлены [14]

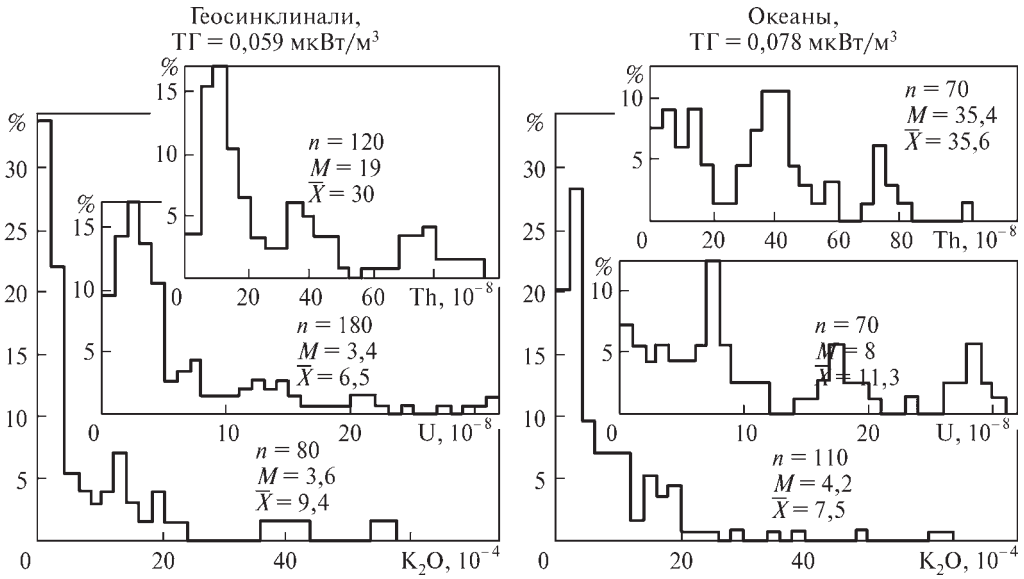


Рис. 15. Содержания урана, тория и калия в породах мантии геосинклиналей и океанов

Проверкой гипотезы могла бы служить геологическая история океанических регионов, но она известна только на очень коротком отрезке времени.

Приведенные в табл. 5 данные относятся к Срединно-Атлантическому хребту (САХ), точнее — к его отрезку длиной около 6000 км. В разных частях САХ активные события могут происходить (из-за небольших флуктуаций TГ) с некоторым смещением во времени, что сформирует впечатление превышения их количества над расчетным. Однако, выделенные в табл. 5 (жирным шрифтом) датировки получены на ограниченном фрагменте хребта длиной около 300 км. Их количество указывает на гораздо большее выделение энергии в тектоносфере (в том числе — в докембрии), чем использованное при расчете модели.

Интересно напрямую оценить теплогенерацию мантийных пород под геосинклинальными поясами Земли и океанами, хотя данных для этого в литературе мало.

Таблица 5. Сравнение возрастов активизаций САХ (в млн лет)

М	САХ	М	САХ	М	САХ	М	САХ	М	САХ
2650	2650	2200			1690		840		120
2600	2580	2150			1630	790	780		70
2550	2520	2120	2130		1570	600	650		40
2500	2490	2060		1480	1500		560		20
2400	2420	2000	2000	1350	1370		500	5	1—3
2350		1850	1860	1250		400	350		
2280		1800	1800	1100			250		
2240		1750	1740	950	990	200	160		

М — расчетные по АПГ, САХ — экспериментально установлены [14]

Согласно [13] разницы в концентрации урана в мантийных ксенолитах в региональном масштабе и под континентами и океанами мало различаются. Однако использованная выборка невелика, явно не дотягивает до необходимой при описании распределений, представленных, например, на рис. 3.

На рис. 15 приведены данные по концентрациям K_2O , U и Th в мантийных породах геосинклиналей [13, 41, 47, 50, 59, 61, 62 и др.] и океанов [13, 43, 50—53, 55 и др.].

Средняя теплогенерация в верхней мантии геосинклиналей составит $0,059 \text{ мкВт/м}^3$, океанов — $0,078 \text{ мкВт/м}^3$. Конечно, информации о содержаниях радиоактивных элементов в рассматриваемых разновидностях мантии недостаточно (особенно это касается океанов) для уверенного определения средних значений. В случае океанов следует также отметить, что практически все ксенолиты (выносимые щелочными базальтами) получены на островах, что значительно ограничивает представительность использованной коллекции. И тем не менее, согласование полученных величин ТГ с прогнозными налицо.

Заключение

Проведенное исследование радиогенной теплогенерации в породах тектоносферы, потребностей активных процессов в энергии и вытекающих из этого тектонических следствий позволяет констатировать:

1. Соблюдение закона сохранения энергии в геологической истории (доказано на количественном уровне). Для этого достаточно радиогенного тепла, обеспечивающего теплоотдачу через поверхность Земли и теплоперенос при активизациях,

2. Существенные различия в энергетике трех основных секторов — платформенного, геосинклинального и океанического — с теплогенерацией пород верхней мантии около $0,04$, $0,06$ и $0,08 \text{ мкВт/м}^3$ соответственно,

3. Примерное равенство общего количества радиогенного тепла, выделяющегося в тектоносфере под единицей площади регионов со всеми типами эндогенного режима (современная величина — около $41 \pm 2 \text{ мВт/м}^2$).

Полученные результаты для геосинклиналей и, особенно, для океанов имеют пока оценочный характер, здесь необходимы дополнительные исследования для уверенной диагностики ТГ и перехода к моделированию геологической истории. Легко предвидеть проблемы с контролем результатов такого моделирования экспериментальными данными.

Можно предположить, что наличие трех вариантов мантийных источников и типов коры связано с изначально существовавшими различиями в химизме пород тектоносферы. Различие в составе мантийных пород платформенных («кратонных») и океанических регионов зафиксировано еще в работе Ф. Бойда [37]. По его мнению, первые не могут быть сформированы никаким «скупиванием» океанической литосферы (отметим, что поэтому десятилетиями длящиеся поиски современного закрывающегося океана безуспешны). Внеплатформенные регионы континентов занимают промежуточное положение [37]. Полученные в данной статье результаты дополняют эти представления энергетической составляющей и могут послужить основой для построения количественных тектогенических гипотез.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Кувикас О.В. Адакиты в зонах субдукции Тихоокеанского кольца: обзор и анализ геодинамических условий образования. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. — 2011. — № 1. — вып. 17. — С. 45—60.
2. Азбель И.Я., Толстихин И.Н. Ранняя эволюция Земли. Препринт. Апатиты: КФ АН СССР. 1988. — 42 с.
3. Богданов А., Хаин В. Вместо послесловия. Ассинтская (байкальская) эра тектогенеза и ее значение в истории Земли в свете новых данных // Штилле Г. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. — М.: Мир. — 1968. — с. 207—250.
4. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Ред. Соболев В.С. Новосибирск: Наука. 1975. — 272 с.
5. Гордиенко В.В. Глубинные процессы в тектоносфере Земли. — Киев: ИГФ НАНУ. 1998. — 85 с.
6. Гордиенко В.В. Плотностные модели тектоносферы территории Украины — К.: Интеллект. 1999. — 101 с.
7. Гордиенко В.В. Физические свойства пород глубоких впадин // Геофиз. журнал. 2000. — 2. — С. 19—26.
8. Гордиенко В.В. О докембрийских глубинных процессах в тектоносфере континентов. // Геофиз. журнал. 2009. — 5. — С. 85—102.
9. Гордиенко В.В. О глубинных процессах в тектоносфере Балтийского щита в раннем докембрии. // Геофиз. журнал. 2009. — 3. — С. 3—17.
10. Гордиенко В.В. Процессы в тектоносфере Земли. (Адвекционно-полиморфная гипотеза), Saarbrücken: LAP, 2012. — 256 с.
11. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. Ковачикова С., Логвинов И.М., Тарасов В.Н., Усенко О.В. Украинский щит (геофизика, глубинные процессы). К.: Корвін пресс. 2005. — 210 с.
12. Грачев А.Ф. Гетерогенность вещественного состава континентальной лерцолитовой мантии по данным изучения ультраосновных ксенолитов в базальтах. Физика и внутреннее строение Земли. Москва: Наука, 1989. — С. 22—43.
13. Грачев А.Ф., Комаров А.Н. Новые данные о содержании урана в мантии континентов и океанов. // Физика Земли. 1994. — 1. С. 1—8.
14. Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Ред. К.О. Кратц, А.К. Запольнов. Ленинград: Наука, 1982. — 232 с.
15. Кашкаров Л.Л., Павленко А.С., Барышникова Г.В., Серенко В.П., Уханов А.В. Уран в ксенолитах мантии из кимберлитовых трубок северной Якутии Удачная и Обнаженная. // Геохимия. — 1988. — 1. — С. 100—114.
16. Козарко Л.Н., Асавин А.М. Региональные особенности щелочных первичных магм Атлантического океана. // Геохимия. 2007. — 9. — С. 915—932
17. Комаров А.Н., Житков А.С. Уран в ксенолитах ультраосновного состава из базальтов. // Изв. АН СССР. Сер. геологическая. 1973. — 10. — С. 79—85.
18. Литасов К.Д. Физико-химические условия плавления мантии земли в присутствии летучих компонентов (по экспериментальным данным): Автореф. дис. док. геол.-мин. наук. — Новосибирск, 2011. — 30 с.
19. Мальковец В.Г. Состав и строение мезозойской верхней мантии под Северо-Минусинской впадиной: по данным изучения мантийных ксенолитов из щелочнобазальтоидных трубок взрыва: Автореф. канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, ИН-т минералогии и петрографии, СО РАН. — 2001. — 20 с.
20. Петрофизика. Т. 1. / Ред. Н.Б. Дортман. — М.: Недра, 1992. — 391 с.
21. Ранняя история Земли. Ред. Б. Уиндли. М.: Мир, 1980. — 622 с.
22. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра— 1981. — 584 с.
23. Савко А.Д., Шевырев Л.Т. Новый взгляд на роль авлакогенеза на формирование тел алмазоносных магматитов. // Вестник Воронежского ГУ. Общая геология. — 2002. — 1. — С. 7—18.
24. Соболев В.С., Соболев В.Н. Новые доказательства погружения на большие глубины экологизированных пород земной коры. // Докл. АН СССР, 1980. — т. 250. — №3. — С. 683—685.

25. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука. — 1990. — 446 с.
26. Справочник физических констант горных пород / Ред. С. Кларк. М.: Мир. 1969. — 544 с.
27. Страхов Н.М. Основы исторической геологии. — М. — Л.: Гос. изд-во геологической литературы, 1948. — 254 с.
28. Трипольский А.А., Шаров Н.В. Литосфере докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2004. — 159 с.
29. Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харьков А.Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. М.: Наука, 1988. — 288 с.
30. Цымбал С.Н. Состав верхней мантии под Украинским щитом (по данным изучения кимберлитов и их индикаторных минералов): Материалы конференции «Глубинное строение литосферы и нетрадиционное использование недр». Киев, 1996. — С. 177—180.
31. Цымбал С.Н., Цымбал Ю.С. Состав верхней мантии и перспективы алмазности северо-западной части Украинского щита. // Минерал. журнал. — 2003. — 5/6. — С. 70—87.
32. Штилле Г. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. — М.: Мир, 1968. — 255 с.
33. Шульдинер В.И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М.: Наука. 1982. — 227 с.
34. Щукина Е.В. Минералого-геохимические особенности ксенолитов литосферной мантии кимберлитовой трубки им. Б. Гриба, Архангельская алмазоносная провинция: Автор. дис. канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2013. — 20 с.
35. Anderson D. Chemical composition of the mantle. J. G.R. v.88 Supplement. (1983) P.1341—1352.
36. Anderson D. Theory of the Earth. Boston: Blackwell Scientific Publications, 1989. — 211 p. <http://resolver.caltech.edu/CaltechBOOK:1989.001>
37. Boyd F. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere. Earth and Plan. Sc. Lett. 96 (1/2). — 1989. — P.16—26.
38. Carswell D., Rice S. The uranium content of garnet eherzolite xenoliths from kimberlites. // Mineralogical magazine. — 1990. — V.43 (339). — P. 689—691.
39. Cortini M. Uranium in mantle processes. // Uranium geochemistry, mineralogy, geology. 1984. — P. 4—12.
40. Dostal J., Dupuy C., Truscott M., Dautria J., Girod M. Uranium in peridotite inclusions from Hoggar (Southern Algeria) // Bull. Volcan. — V.47(3). — 1984. — P. 628— 635.
41. Downes H., Macdonald R., Cox K., Bodinier J., Masson P., James D., Hill P., Hearn C. Ultramafic Xenoliths from the Bearpaw Mountains, Montana, USA // Evidence for Multiple Metasomatic Events in the Lithospheric Mantle beneath the Wyoming Craton. // J. Petr. — V. 45 (8). — 2004. — P. 1631—1662.
42. Gao S., Rudnick R., Xud W., Yuan H., Liu Y., Walker R., Puchtel I., Liu X., Huang H., Wang X., Yang J. Recycling deep cratonic lithosphere and generation of intraplate magmatism in the North China Craton // Earth and Pl. Sc. Lett . — 2008. — v. 270. — 1—2. — P. 41—53.
43. Geokem. Geochemistry of igneous rocks. <http://www.geokem.com/index.html>
44. Green D., Falloon T. Primary magmas at mid-ocean ridges, «hotspots,» and other intraplate settings: Constraints on mantle potential temperature. Geological Society of America. // Special Paper, 2005. — 388. — P. 217—247.
45. Green D. Morgan J., Heier K. Thorium, uranium and potassium abundances in peridotite inclusions and their host basalts. // Earth Planet. Sci. Letters, — 4. — 1968. — P. 155—166.
46. Griffin W., Smith D., Ryan C., O'Reilly S., Win T. Trace element zoning in mantle minerals: metasomatism and thermal events in the upper mantle. // Canadian Mineralogist. 34. 1996. P.1179—1193.
47. Hironaka T., Nakamura E., Helmstaedt H. Petrology and Geochemistry of Eclogite Xenoliths from the Colorado Plateau: Implications for the Evolution of Subducted Oceanic Crust. // J. Petrol. — V. 47 (5). — P. 929—964. 2006 doi:10.1093/petrology/egi101
48. Jacob D. Nature and origin of eclogite xenoliths from kimberlites. Lithos., (77),2004. — P. 295—316.
49. Lovering J., Morgan J. Uranium and thorium abundances in possible upper mantle materials. // Nature. — V 197. — 1963. — P.73—81.
50. Metasomatism in Oceanic and Continental Lithospheric Mantle Edit. Coltorti M., Grigoire M. Geological Society of London, 2008. 361 p.
51. Moine B., Grigoire M., Cottin J., O'Reilly S. Phlogopite— and amphibole-bearing ultramafic xenoliths from Kerguelen archipelago (TAAF, Indian Ocean): Evidence of variable trace element sig-

- nature of melt fraction percolating oceanic lithospheric mantle. // *Miner. Magaz.*. — V. 62A. — 1998. — P. 1001—1002.
52. *Naughton J., Barnes L.* Geochemical Studies of Hawaiian Rocks Related to the Study of the Upper Mantle. // *Pacific Science*. V. XIX. — 1965. — P. 287—290.
 53. *Neumann E., Wulf-Pedersen E., Pearson N., Spenser E.* Mantle Xenoliths from Tenerife (Canary Islands): Evidence for Reactions between Mantle Peridotites and Silicic Carbonatite Melts inducing Ca Metasomatism. // *J. Petrol.* — V. 43 (5) — 2002. — P. 825—857.
 54. *O'Reilly S., Zhang M., Griffin W., Begg G., Hronsky J.* Ultradeep continental roots and their oceanic remnants: A solution to the geochemical «mantle reservoir» problem? // *Lithos.* — 211S (2009). — P. 1043—1054.
 55. *Putirka K., Ryerson F., Perfit M., Ridley W.* Mineralogy and Composition of the Oceanic Mantle. // *J. Petr.* — V. 52 (2). — 2011. — P. 279—313.
 56. *Schilling M., Conceic R., Mallmann G., Koester E., Kawashita K., Herver F., Morata D., Motoki A.* Spinel-facies mantle xenoliths from Cerro Redondo, Argentine Patagonia: Petrographic, geochemical, and isotopic evidence of interaction between xenoliths and host basalt. // *Lithos.* 82. 2005. — P. 485—502.
 57. *Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K.* An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. — *Nature.* (434), 2005. — P. 590—597.
 58. *Sobolev S., Zeyen H., Stoll G., Werling, F., Altherr R., Fuchs K.* Upper mantle temperatures from teleseismic tomography of French Massif Central // *Earth Planet. Sci. Lett.* — 1996. — 139. — P. 147—163.
 59. *Su B., Zhang H., Ying J., Tang Y., Hu Y., Santosh M.* Metasomatized Lithospheric Mantle beneath the Western Qinling, Central China: Insight into Carbonatite Melts in the Mantle. // *Journal of Geology.* — Vol. 120 (6). — 2012. — P. 671—681.
 60. *Xu Y., Menties M., Vroon P., Mercier J., Lin C.* Texture-temperature-geochemistry relationships in the upper mantle as revealed from spinel peridotite xenoliths from Wangqing, NE China. // *J. of Petrology.* — V.39(3). — 2000. — P. 469—493.
 61. *Wang J., Hattori K., Kilian R., Stern C.* Metasomatism of subarc mantle peridotites below southernmost South America: reduction of fO_2 by slab-melt. // *Contrib Mineral Petrol.* DOI 10.1007/s00410-006-0166-4
 62. *Wirth K., Grandy J., Kelley K., Sadofsky S.* Evolution of crust and mantle beneath the Bering Sea region: Evidence from xenoliths and late Cenozoic basalts. // *Geol. Soc. Amer. Special Paper* 360. — 2002. — P. 167—193.

Статья поступила 02.06.2014

B.B. Гордієнко

ЕНЕРГЕТИКА ГЛИБИННИХ ПРОЦЕСІВ НА КОНТИНЕНТАХ І ОКЕАНАХ

Розглянуто концентрації K, U і Th у породах земної кори й верхньої мантії платформ, геосинкліналей та океанів. Для них розраховано величини радіогенної тепло- генерації порід верхньої мантії: біля 0,04, 0,06 і 0,08 мкВт/м³ відповідно. Для платформ встановлено відповідність теплогенерації геологічній історії, тепловому потоку та глибоким температурам. Доведено виконання закону збереження енергії у геологічних процесах.

Ключові слова: *верхня мантія, радіогенна теплогенерація, глибокі процеси.*

V.V. Gordienko

ENERGETICS OF DEEP PROCESSES ON THE CONTINENTS AND OCEANS

Concentration of K, U and Th is investigated in the rocks of earth's crust and upper mantle of platforms, geosynclines and oceans. Values of upper mantle rocks' radiogenic heat generation in these regions is estimated to be about 0.04, 0.06 and 0.08 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ respectively. Agreement of heat generation with geological history, heat flow and deep temperatures is set for platforms. Implementation of energy conservation law in geological processes is proved.

Key words: *upper mantle, radiogenic heat generation, deep processes.*