

Энергетический баланс тектоносферы Земли

© В. В. Гордиенко, 2015

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 25 февраля 2015 г.

Представлено членом регколлегии Я. М. Хазаном

Розглянуто концентрації К, U і Th у породах земної кори і верхньої мантії платформ, геосинклиналей та океанів. Виявлено збіг сумарного сучасного тепловиділення в корі і верхній мантії трьох типів регіонів за істотної розбіжності у розподілі джерел тепла за глибиною. Розраховано величини радіогенної теплогенерації порід верхньої мантії цих регіонів: близько 0,04, 0,06 і 0,08 мкВт/м³ відповідно. Для платформ встановлено відповідність теплогенерації геологічній історії, тепловому потоку та глибинним температурам. Доведено виконання закону збереження енергії у геологічних процесах.

Ключові слова: верхня мантія, радіогенна теплогенерація, глибинні процеси.

Введение. Определение источника энергии глубинных процессов — одна из основных проблем современной геологии. По мнению автора, имеющейся в настоящее время информации вполне достаточно для решения задачи количественного описания параметров такого объекта и демонстрации соответствия выделяемой энергии всех известных энергоемких процессов в течение всей изученной геологической истории. Речь идет о радиогенной теплогенерации (ТГ) в коре и верхней мантее Земли, используемой в этом качестве в адвекционно-полиморфной гипотезе (АПГ) [Гордиенко, 2012 и др.]. В рамках других существующих гипотез задача не решается.

Энергетический баланс по АПГ складывается из теплогенерации в коре и мантее, с одной стороны, и расхода на поддержание теплового потока (ТП) через поверхность — с другой.

ТП следует подразделять 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 активности (магматизм, поднятия поверхности, складчатость и т. п.) незначительны по сравнению с аномалиями ТП, сопровождающими активизацию [Гордиенко, 1998, 2012 и др.]. В этом смысле показателем подсчет энергии, выносимой через единицу поверхности в районах ее макси-

мальных (для наблюдаемых геологических явлений) затрат — больших магматических провинциях. При суммарной мощности слоев лав 0,5 км и перегреве на 1000—1200 °С вынесенная энергия не превышает первых процентов от потребляемой мантийным тепломассопереносом и проявляется, в конечном счете, в аномальном поверхностном ТП ((2—3) · 10¹² против 60 · 10¹² Дж/м²).

Первая процедура контроля правильности выбранных ТГ и расчета ТП, возникающего вследствие остывания тектоносферы, — сравнение суммарного ТП с наблюдаемым на неактивизированной докембрийской платформе, т. е. в регионе, где достаточно давно (сотни миллионов лет) не было массопереноса в мантее. Естественно, период, в течение которого учитывается величина ТГ, формирующая современный ТП, должен быть достаточно велик, чтобы отразить вклад значительной части мантее и учет изменения радиогенной ТГ со временем. В настоящей статье использован максимальный отрезок времени (4,2 млрд лет). Вторая процедура представляет собой сравнение суммарного выделения радиогенного тепла за длительный период с энергией, вынесенной за это время кондуктивным ТП и аномальным ТП активных периодов геологической истории. Выбран период 0—3,6 млрд лет, в течение которого можно относительно хорошо описать эту историю, по крайней мере, для современных щитов.

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

Различия в составе пород мантии платформ (часто используемый термин — "кратон" — представляется автору неудачным, не отражающим докембрийской и фанерозойской истории этих регионов) и океанов зафиксированы еще в работах А. А. Пронина [Пронин, 1973], Ф. Бойда [Boyd, 1989] и др. По мнению Ф. Бойда, первые не могут быть сформированы никаким "скупиванием" океанической литосферы (отметим, что именно поэтому десятилетиями длящиеся поиски современного закрывающегося океана безуспешны). Внеплатформенные регионы континентов занимают промежуточное положение [Boyd, 1989]. Следовательно, есть смысл рассмотреть распределение ТГ в тектоносферах докембрийских платформ, фанерозойских геосинклинальных поясов и океанов отдельно.

Радиогенная ТГ в земной коре. Данных о содержании урана, тория и калия (соответственно, о современной ТГ) в породах коры очень много, для этих же пород установлены значения скорости распространения продольных сейсмических волн (V_p) и ее зависимости от температуры и давления. В результате получены корреляционные связи между параметрами для

пород консолидированной коры $TГ = 1,28 \exp \times (1,54(6 - V_p))$ при платформенном распределении температур. Теплогенерация в различно литифицированных породах осадочного слоя связана с V_p следующим образом: $TГ = 1,264 - 0,084 \exp(0,554(V_p - 2))$, где $TГ$ — в $\text{мкВт}/\text{м}^3$, V_p — в $\text{км}/\text{с}$ (рис. 1) [Гордиенко, 1999, 2000 и др.].

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

Во всех случаях использовались средние значения ТГ в группах пород. Упоминание об этом совершенно естественном обстоятельстве связано с определением ТГ пород мантии (см. ниже). Данные о ТГ в осадочном слое и консолидированной коре приведены на рис. 1, а. С помощью рассмотренных закономерностей распределения ТГ в зависимости от скорости решались двумерные и трехмерные прямые стационарные задачи. Сравнение с экспериментальными данными проведено в основном на платформенных территориях Украины (со стабильным мантийным ТП), где есть густая сеть профилей ГСЗ со скоростными разрезами земной коры и определений ТП. Получено удовлетворительное согласование вариаций ТП во всех случаях, включая зоны существенно по-

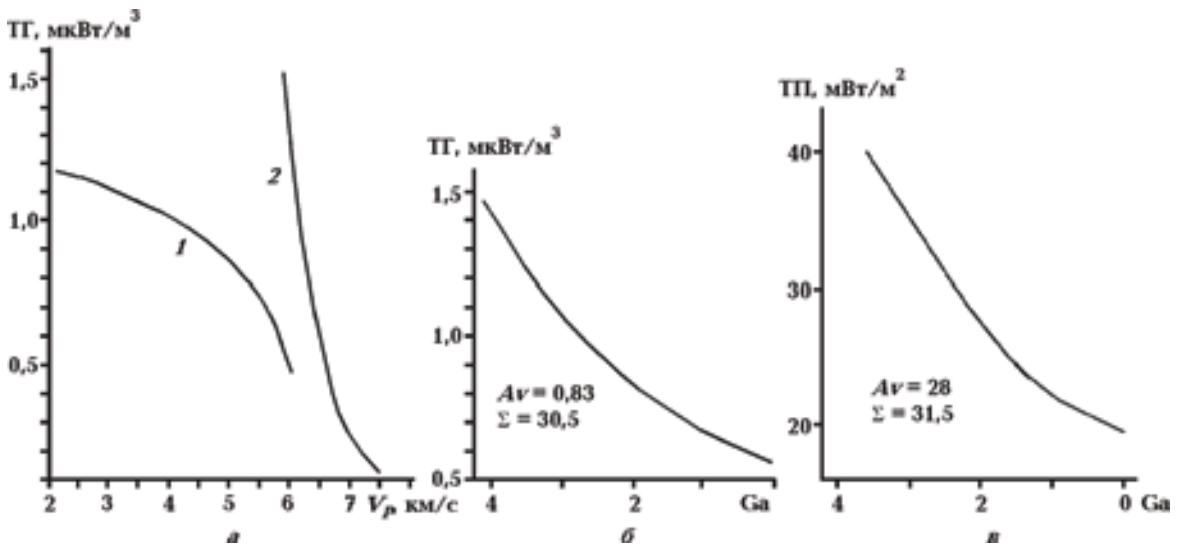


Рис. 1. Изменение ТП коры территории современной платформы (а): 1 — осадочный слой и метapelиты, 2 — консолидированная кора в зависимости от скорости сейсмических волн; б — изменение ТГ пород коры со временем (A_v — среднее значение, Σ — суммарная теплогенерация за 3,6 млрд лет в $10^{14} \text{ Дж}/\text{м}^2$), в — изменение ТП за счет ТГ в коре платформы за 3,6 млрд лет (Σ — полная вынесенная энергия в $10^{14} \text{ Дж}/\text{м}^2$).

ниженных значений. Такой контроль демонстрирует отсутствие заметных погрешностей в использованной информации. Теплогенерацию коровых пород можно считать более известной, чем мантийных.

В соответствии с периодами полураспада (уран — $4,51 \cdot 10^9$ лет, торий — $13,9 \cdot 10^9$ лет, калий (40) — $1,3 \cdot 10^9$ лет) и оценками содержания радиоактивных изотопов определено изменение ТГ коры во времени (рис. 1, б). Тепловой поток, производимый корой платформы с типичным скоростным разрезом за счет ТГ ее пород, за 0—3,6 млрд лет изменяется в довольно широких пределах и в среднем составляет 28 мВт/м^2 (рис. 1, в).

В фанерозойских геосинклинальных поясах Земли мощность коры в среднем сопоставима с мощностью платформ. В верхней части сходны и скоростные разрезы (различия не превышают естественных вариаций, до 10 км скорости несколько ниже, а глубже — несколько выше платформенных), в нижней — ситуация иная (рис. 2).

В среднем ТГ всей коры геосинклиналей можно оценить (о точном результате в данном случае говорить не приходится) как пониженную на $0,13 \text{ мВт/м}^3$ по сравнению с платформой. Суммарное современное производство радиогенного тепла ($W_k = \text{ТГ} \cdot H$, где H — мощность слоя) в коре под платформой — 23 мВт/м^2 , под геосинклинальными поясами — $17,5 \text{ мВт/м}^2$.

Под океанами с мощностью коры около 6 км (примерно 0,5 км представлены осадочными породами, 5,5 — основными) среднее значение ТГ в коре составляет около $0,5 \text{ мВт/м}^3$, суммарное производство энергии — 3 мВт/м^2 .

Теплогенерация в породах верхней мантии. Диапазон мнений о значении ТГ в этой части тектоносферы весьма велик. Его можно установить по результатам определения концентраций урана, тория и калия в ксенолитах, выносимых магмами кимберлитов (около 2/3 известных автору данных) и щелочных базальтов (преимущественно на платформах). Заметной разницы между двумя группами ксенолитов не заметно. Не отличаются от данных по ксенолитам более редкие сведения для районов непосредственного выхода пород мантии на поверхность (в осевых трогах некоторых срединно-океанических хребтов — СОХ). Данные для урана и тория очень изменчивы, для калия — в меньшей степени (он определяет не более 25 % ТГ мантийных пород).

Распространено мнение о том, что содержания урана и тория в породах мантии не-

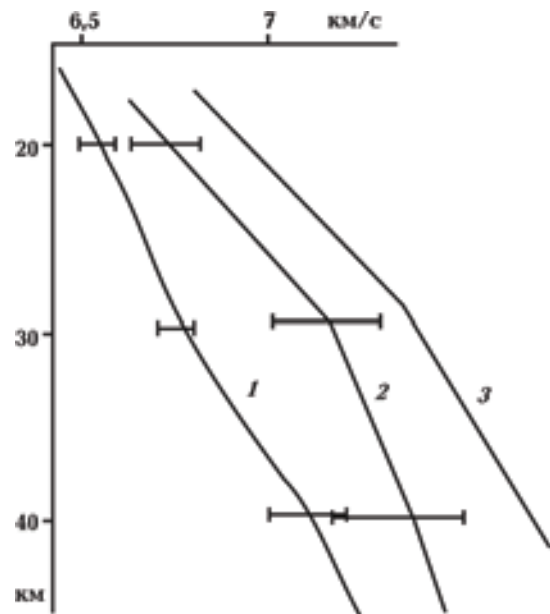


Рис. 2. Сравнение скоростных разрезов коры щитов и фанерозойских геосинклиналей: 1 — средний скоростной разрез Украинского, Балтийского, Канадского, Индийского, Алданского, Аравийского, Австралийского щитов [Трипольский, Шаров, 2004 и др.], 2 — средний скоростной разрез герцинид Донбасса, альпид Карпат, киммерид Крыма, Рено-Герцинской и Молданубской зон герцинид Европы, каледонид Англии, герцинид Тянь-Шаня, Урала, альпид и киммерид Камчатки, Кордильер и Анд [Гордиенко, 2012 и др.], 3 — средний скоростной разрез коры геосинклиналей, исправленный с учетом высоких температур.

значительны, примерно на уровне максимальных экстремумов на приводимых ниже гистограммах [Комаров, Житков, 1973; Anderson, 1983; Сорохтин, Ушаков, 1991 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 с позиции рассматриваемой проблемы различаются крайней неопределенностью (сведения о ТГ в исходной (примитивной) мантии и возникающей из нее деплетированной слабо аргументированы и различаются у разных авторов) и вызывают серьезные возражения.

Согласно АПГ, за время изученной геологической истории Земли в верхнюю мантию опустились коровые эклогиты в количестве, превы-

шающем половину ее объема. Мнения о существовании и интенсивности этого (и, естественно, обратного) процесса придерживаются и многие другие авторы, в том числе и сторонники иных тектогенических гипотез [Соболев, Соболев, 1980; Рингвуд, 1981; Уханов и др., 1988; Савко, Шевырев, 2002; Jacob, 2004; Green, Falloon, 2005; Gao et al., 2008 и др.].

Существует много свидетельств образования особенностей состава мантийных ультрабазитов, которые могут быть приняты за последствия контаминации базальтами, однако сформированы в мантии [Francis, 1976; Lappin, Smith, 1978; Feininger, 1980; Wilkinson, Le Maitre, 1987; Ionov et al., 1994]. Есть прямые указания на фертильный состав мантии под океанами [Canatelli et al., 2011 и др.]. Его демонстрируют, например, некоторые блоки пород ультраосновного состава на осях СОХ Атлантического и Индийского океанов [Vinogradov et al., 1969; Aumento, Hyndman, 1971 и др.].

Можно упомянуть и о том, что естественная в случае контаминации связь содержания урана в предположительно измененных магмой ксенолитах с концентрацией его в самой магме не обнаруживается (рис. 3).

Обогащенная радиоактивными элементами мантия формируется в метасоматически измененных породах над очагами частичного плавления (по АПГ их общая мощность в верхней мантии — около 60 км). Это гетерогенные образования, в которых представлены преимущественно обычные мантийные породы с низкими концентрациями К, U, Th и немногочисленные породы с высокой ТГ, возникшие вдоль проницаемых зон при тепловом и химическом воздействии магмы. В частности, в слое пирро-

лита плагиоклазовой фации непосредственно под СОХ содержание урана даже выше, чем в толеитах, выплавляющихся несколько глубже этой зоны. Концентрации U определены в крупных перидотитовых массивах как с исправлениями, учитывающими серпентинизацию, так и во фрагментах, состоящих из неизмененных минералов. Результаты совпадают [Aumento, Hyndman, 1971 и др.].

Несводимость состава мантии к деплетированным образованиям даже под древними платформами демонстрирует, например, рис. 4 [Griffin et al., 2003 и др.].

Вопрос о соответствии содержаний радиоактивных в ксенолитах в породах мантии несколько подробнее, с привлечением данных по различным регионам континентов, рассмотрен в работе [Гордиенко, 2014]. Однако и приведенных здесь сведений достаточно для присоединения к мнению А. Рингвуда: "... есть все основания предполагать, что встречаемая в кимберлитах ассоциация перидотитовых и эклогитовых ксенолитов и ксенокристов представляет собой среднюю "пробу" мантии" [Рингвуд, 1981, с. 104].

Для определения искомым средних значений ТГ были использованы данные банка, сформированного автором примерно за 40 лет. Основная библиография приведена в упомянутой работе [Гордиенко, 2014] и здесь для экономии места не повторяется. Она касается в основном платформ, сведения по геосинклиналям и океанам представлены мало. Сейчас они могут быть дополнены. По геосинклиналям с использованием источников [Francis, 1976; Morioka, Kigoshi, 1978; Feininger, 1980; Lappin, Smith, 1987; Embey-Isztin et al., 1989; Ionov et al., 1994; Khodyrev, 1996; Luhr, Aranda-Gomez, 1997; Shubina et al., 1997; Müntener et al., 2000; Xu et al., 2000; Garuti et al., 2001; Peslier et al., 2002; Downes et al., 2004; Gang Xu, Bodinier, 2004; Lutkov et al., 2004; Litasov et al., 2005; Gasperini et al., 2006; Ackerman et al., 2007; Glebovitsky et al., 2007; Kaczmarek, 2007; Volkova et al., 2008; Ionov, 2010; Smith, 2010; Harvey et al., 2012 и др.], по океанам — [Vinogradov et al., 1969; Aumento, Hyndman, 1971; Dmitriev, 1977; Bloomer, 1985; Bourgois, Desmet, 1985; Bonatti et al., 1986; Wilkinson, Le Maitre, 1987; Anderson, 1989; Ishii et al., 1992; Asavin et al., 1997; Casey, 1997; Parkinson, Pearce, 1998; Gregoire et al., 2000; Revillon et al., 2000; Leander et al., 2002; Neumann et al., 2002; Binns, 2004; Ishikawa et al., 2004; Bonadiman et al., 2005; Savel'eva et al., 2006; Cannatelli et al., 2011; Putirka et al., 2011 и др.].

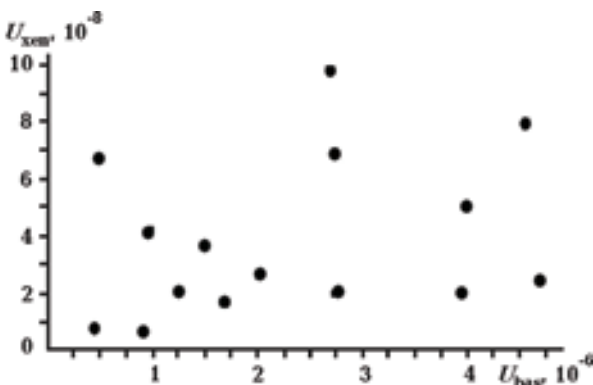


Рис. 3. Сравнение концентраций урана в базальтах и вынесенных ими ксенолитах мантийных пород [Комаров, Житков, 1973].

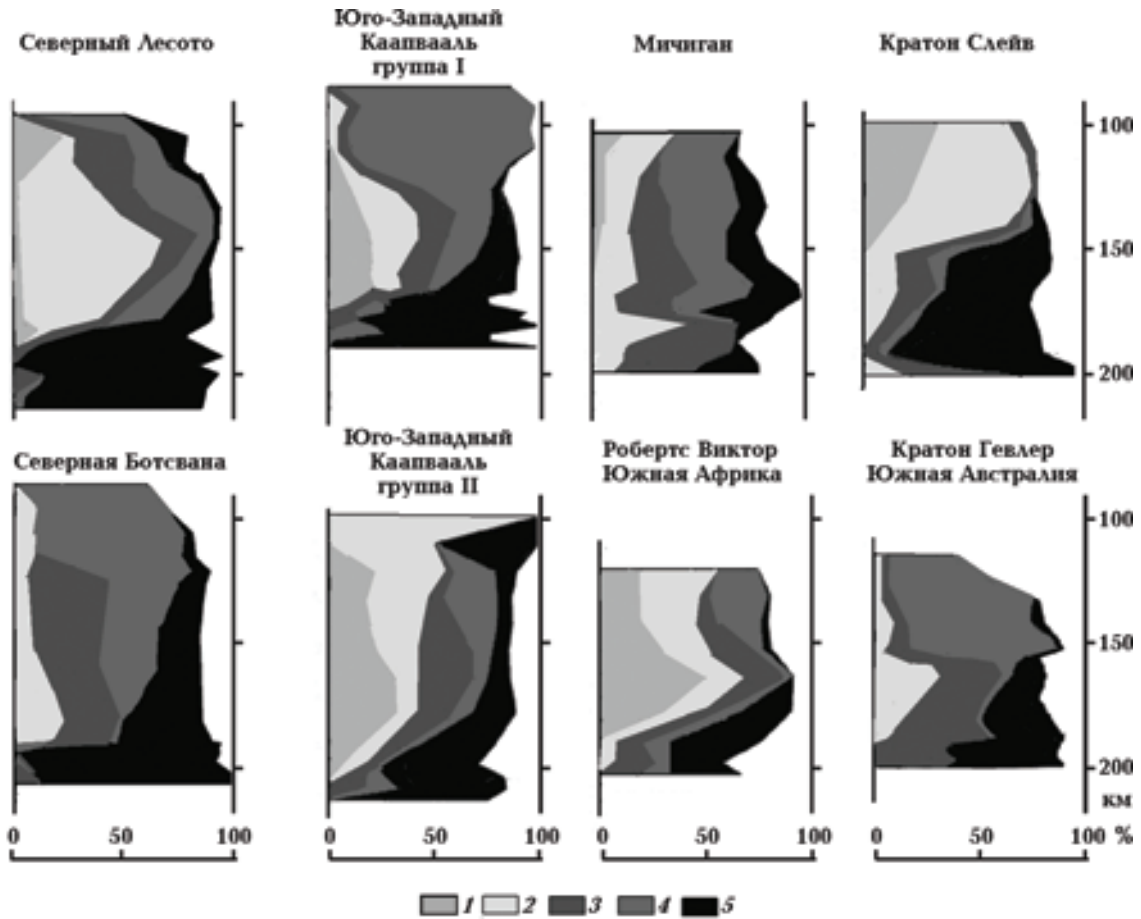


Рис. 4. Состав пород мантии некоторых платформенных районов Африки, Северной Америки и Австралии по данным ксенолитов в кимберлитах: 1 — гарцбургиты, 2 — деплетированные перцолиты, 3 — деплетированная и метасоматизированная мантия, 4 — фергильные перцолиты, 5 — мантия, метасотизированная магмой.

Гистограммы распределений содержаний радиоактивных элементов в трех рассматриваемых регионах представлены на рис. 5. Различия в количествах использованных анализов значительны, можно предположить, что результат для платформ едва ли изменится при добавлении новых данных (он был таким же при вдвое меньшем их количестве), в случае геосинклиналей это также довольно вероятно, по океанам информации пока немного. Для достоверной оценки ТГ необходимо продолжать ее накопление. Но и по имеющимся сведениям можно констатировать заметное различие в ТГ мантийных пород трех регионов Земли.

Принятая при расчетах глубина подошвы верхней мантии (границы, на которой, согласно АПГ, начинаются преобразования оливина- α в оливин- β при современной температуре под неактивизированными докембрийскими платформами) не обязательно точно соот-

ветствует изменению ТГ. Тем не менее интересно отметить, что суммарное количество радиоактивных источников тепла в коре и верхней мантии всех трех регионов оказывается практически одинаковым — $42 \pm 0,5$ мВт/м². Едва ли выявленные различия превышают погрешность расчета. Другими словами, в настоящее время в любой точке Земли под единицей поверхности выделяется одинаковое количество тепла, но его источники распределены по-разному, что связано с образованием коры того или иного типа. На континентах кора примерно современной мощности существует миллиарды лет, на океанах ситуация неясна, скорее всего, в имеющемся виде (т. е. с глубиной M около 10 км, что не обязательно верно) она молода, десятки или первые сотни миллионов лет назад мощность коры, возможно, более основная здесь была сопоставима с мощностью континентов. На этом сколько-нибудь достоверные

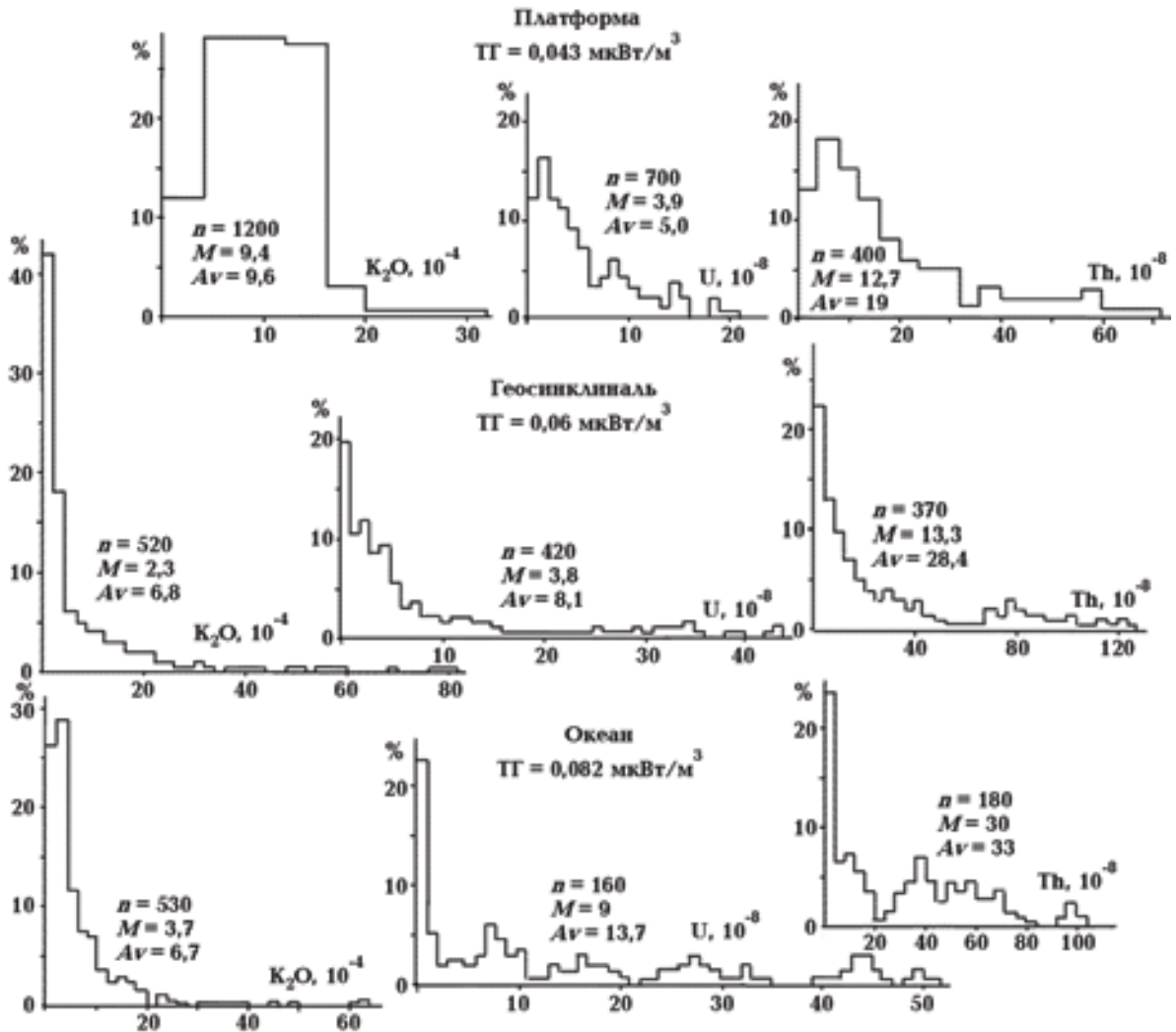


Рис. 5. Гистограммы распределений содержаний K₂O, U и Th в породах мантии платформ, геосинклиналей и океанов. n — число использованных анализов, M — медианное значение.

сведения об истории коры океанов исчерпываются.

Таким образом, в ТГ проявляется установленное Ф. Бойдом различие мантийных пород. В других свойствах (плотности, скорости распространения сейсмических волн и электропроводности) при одинаковой глубине, температуре и минеральном составе известные вариации химического состава не отражаются [Гордиенко, 2010 и др.].

Изменение ТГ пород мантии рассматриваемых регионов во времени представлено на рис. 6.

В коре встречаются различия в ТГ порядка 20 %, что непосредственно проявляется в значениях ТП. Не исключено, что флуктуации такой интенсивности присутствуют и в мантии. Поэтому возможно, что от 4,2 до 2,5—3 млрд

лет назад "энергонасыщенности" мантий платформ и геосинклиналей различаются в пределах естественных вариаций. Такому уровню соответствует современная ТГ в мантии океанов.

Для настоящего времени ТГ мантии платформ составляет 0,043 мкВт/м³, что практически совпадает с представлениями А. Рингвуда о составе мантийного пиrolита как "... смеси трех частей альпийских перидотитов и одной части гавайских толеитов" [Рингвуд, 1981, с. 174—175]. Конечно, используя такую модель для оценки ТГ (а не химического и минерального состава пиrolита), необходимо иметь в виду, что в мантии основные породы представлены эклогитами, в которых содержания урана и тория резко понижены по сравнению с базальтами (по ТГ — с 0,47 до 0,11 мкВт/м³ [Гордиенко, 2014]).

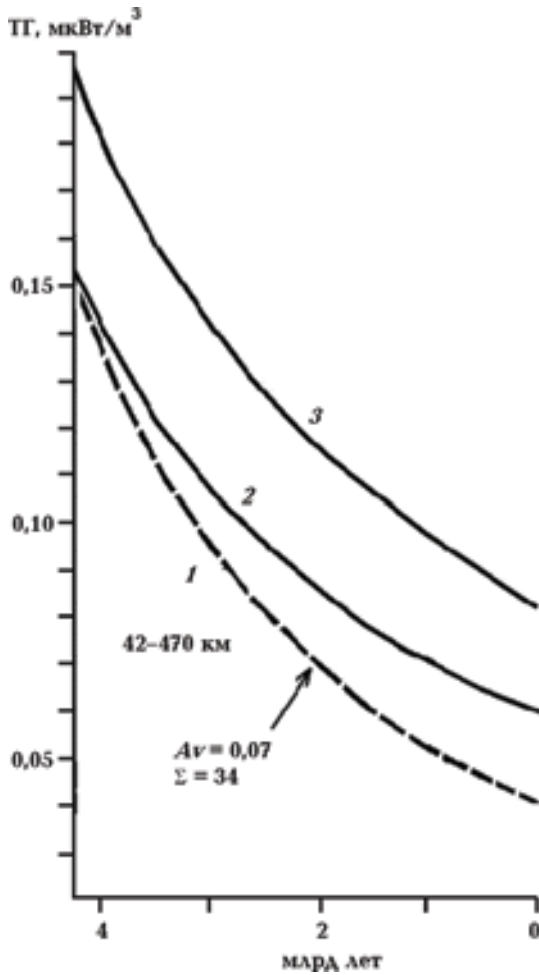


Рис. 6. Теплогенерация пород мантии платформ (1), геосинклиналей (2) и океанов (3) в зависимости от времени. Σ — суммарное тепловыделение за 3,6 млрд лет в верхней мантии платформы (в 10^{14} Дж/м²).

Элементы теплового баланса тектоносферы платформ. Анализ начального этапа геологической истории Земли показывает, что ТП из нижней мантии близок к нулю [Гордиенко, 2012 и др.]. В пользу этого утверждения можно сказать следующее.

1. Между подошвой глобальной астеносферы и нижней мантии, судя по температурам солидуса, практически адиабата, что соответствует ТП = $1,5 \div 2,0$ мВт/м².
2. По А. Рингвуду [Рингвуд, 1981], в нижней мантии нет базальтовой составляющей (зная о характере коромантийного обмена легко понять почему), т. е. ТГ (совпадающая для всех трех типов регионов) на уровне экстремумов гистограмм на рис. 5 — $0,011$ мВт/м², расчет современного ТП дает на поверхно-

сти $0,05$ мВт/м², на подошве верхней мантии (с учетом сферичности) — $1,0 \div 1,5$ мВт/м².

3. Только такой ничтожный температурный градиент может объяснить распределение скоростей распространения сейсмических волн в нижней мантии.

Тепловой поток в период 3,6—0 млрд лет назад за счет ТГ в верхней мантии представлен на рис. 7, а. Полная величина ТП формируется не только теплогенерацией в коре и мантии, но и длительным остыванием тектоносферы, продолжающийся этап которого начался, согласно АПГ, 4,2 млрд лет назад с температуры солидуса. Для пород мантии она составляет $T_{sol} = 1013 + 3,914H - 0,0037H^2$, где H — глубина, в км [Гордиенко, 2012], вплоть до переходной зоны на подошве верхней мантии.

Сумма двух рассчитанных компонент в настоящее время составляет $20,5$ мВт/м². Это с большой точностью соответствует значению мантийного ТП на платформах (т. е. в ситуации длительного отсутствия массопереноса), определяемой как разница между экспериментальным и расчетным коровым радиогенным ТП [Гордиенко, 2012 и др.]. Такое совпадение невоз-

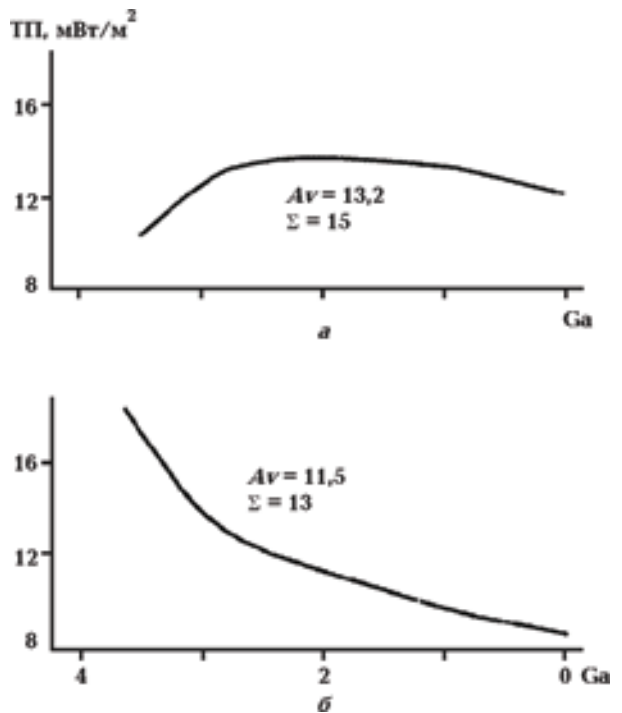


Рис. 7. Тепловой поток за счет теплогенерации в породах мантии платформы (а), за счет остывания тектоносферы от уровня солидуса (б), Σ — суммарные величины вынесенной энергии за 3,6 млрд лет (в 10^{14} Дж/м²).

можно при неправильно выбранных значениях ТП в верхней мантии и условиях ее остывания. Сумма всех трех компонент кондуктивного ТП составляет в настоящее время 40 мВт/м^2 , что очень близко к наблюдаемому ТП на платформе вне аномалий, связанных с глубинным тепломассопереносом. На хорошо изученной территории Украины такой ТП зафиксирован на склоне Воронежской антеклизы, в Днепровско-Донецкой впадине, на Украинском щите, Волыно-Подольской плите, Южно-Украинской моноклинали. Часто он выше примерно на 2 мВт/м^2 , что может быть в ряде районов связано с наличием осадочного слоя с относительно высокой ТП, а на щите — с распространением гранитоидов.

Интегральное выделение тепла в коре и верхней мантии за последние 3,6 млрд лет составляет $73,5 \cdot 10^{14} \text{ Дж/м}^2$. Кондуктивный ТП за это время вынес $59,5 \cdot 10^{14} \text{ Дж/м}^2$. Разницу должен обеспечить тепломассоперенос при активных глубинных процессах.

Рассмотрим потребность глубинных процессов в энергии ($W_{\text{ак}}$). Имеются в виду геосинклинали, рифты и зоны одноактной активизации (согласно АПГ в геосинклинальном процессе три акта тепломассопереноса, в рифтовом — два-три), присутствовавшие в геологической истории современной платформы. Подробнее проблема анализируется в работах [Гордиенко, 2012 и др.], здесь приведем лишь некоторые данные общего характера. Следует отметить, что величина $W_{\text{ак}}$ в публикациях автора несколько изменяется. Это связано с трудностью точного определения ТП в относительно молодых геосинклиналях и рифтах. Очень часто ТП искажены влиянием современной активизации. Не является исключением и дан-

ная статья: приводимые ниже значения $W_{\text{ак}}$ несколько меньше использованных в работе [Гордиенко, 2012], в связи с коррекциями значений аномальных ТП в отдельных регионах.

Аномальный ТП геосинклинали выносит $0,68 \cdot 10^{14} \text{ Дж/м}^2$ (рис. 8, 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 $0,8 \cdot 10^{14} \text{ Дж/м}^2$.

Для рифтогенеза эта величина оказывается несколько меньше — около $0,6 \cdot 10^{14} \text{ Дж/м}^2$ (рис. 8, б). Примерно столько же ($(0,50—0,55) \times 10^{14} \text{ Дж/м}^2$) требуется для одноактной активизации. В последнем случае не удастся построить экспериментальную аномалию ТП, для оценки $W_{\text{ак}}$ использовалось значение, рассчитанное по АПГ. Судя по интенсивности возмущений в районах, где можно предположить связь аномалии ТП зоны современной активизации не только с гидротермальной деятельностью, максимум достигает примерно тех же величин, что и в рифте — около 20 мВт/м^2 .

Тепломассоперенос в тектоносфере. В процессе расчета тепловых моделей, отражающих последствия тепломассопереноса на исходную модель (распределение температуры солидуса 4,2 млрд лет назад до глубины 1000—1100 км) и результаты ее эволюции под влиянием теплогенерации и выноса тепла через поверхность накладывались результаты перемещений вещества в каждом активном периоде истории региона. Изучение состава магматических пород Украинского и других щитов [Гордиенко и др., 2005 и др.] показало, что глубины кровли астеносферы в ходе активных процессов докем-

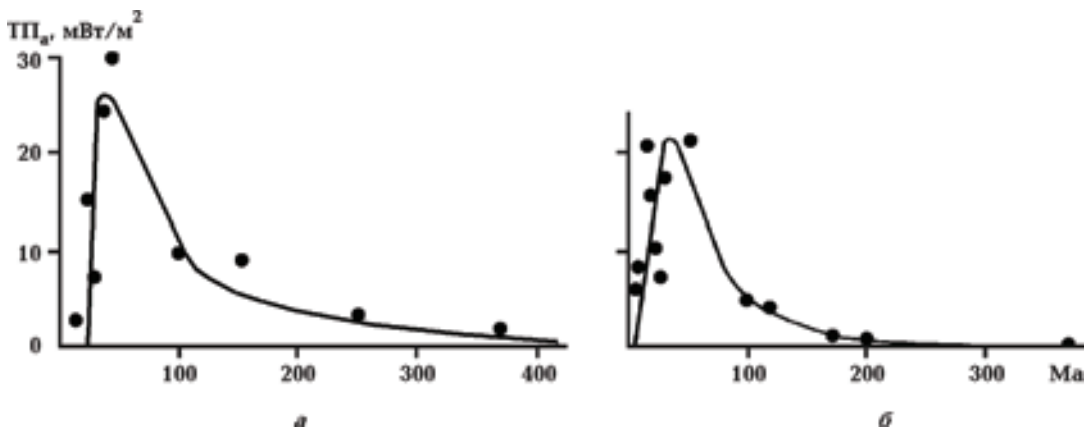


Рис. 8. Аномалия ТП геосинклинали (а), ТП рифта (б).

брия изменяются так же, как в геосинклиналях и рифтах фанерозоя. Именно в этом смысле древним процессам были приписаны обозначения "геосинклиналь" и "рифт", тектонические последствия могли отличаться от фанерозойских. В докембрии, скорее всего, сохраняется присущая фанерозойским геосинклиналям гомодромная последовательность магматизма, нарушаемая только на этапе последующей активизации [Гордиенко и др., 2005]. Однако осадочный чехол огромных по площади прогибов протогеосинклиналей (протомигеосинклиналей?) рифея или даже венда — раннего кембрия (Грампианская, Кордильерская геосинклинали и др.) формируется в условиях отсутствия заметных наклонов, вызывающих голоморфную складчатость при сползании по фундаменту [Гордиенко, 2012]. Таким образом, может отсутствовать важнейший признак этого эндогенного режима. Такое предположение в общем подтверждается [Шульдинер, 1982 и др.].

Выбор варианта активного процесса связывался с видом предшествующей тепловой модели. Если температуры превышали солидус в большом интервале глубин ниже 200 км, ситуация считалась подходящей для возникновения внутриастеносферной конвекции и геосинклинали. 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 соответствовало 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 температур) 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 соответствовало 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 той же. К рассчитанным актам теплопереноса нельзя добавить ни одного.

Подробное рассмотрение построения модели и сравнение расчетного возраста периодов активизации с экспериментально установленным для пород щитов всех континентов, приведены в работах [Гордиенко и др., 2005; Гордиенко, 2009 а, б,]. Сравнение осложнено тем, что в позднем архее и протерозое активизации не охватывают всю территорию одновременно. Небольшие различия в ТГ 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), Сино-Корейском (СКЩ) щитах, Сибирской (СП), Африканской (АфП), Южно-Американской (ЮАП), Австралийской (АвП) и Антарктической (АнП) платформах.

"Пропущенные" экспериментальные датировки (табл. 1) могут быть связаны с неполнотой изученности щитов (работы последних лет во многих случаях закрыли такие пропуски) и недостаточной информированностью автора. 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, за 3,6 млрд лет произошли 23 активных события. Из них 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 Штилге.

Т а б л и ц а 1. Сравнение модельных (М) и экспериментальных датировок пород щитов и платформ мира, млн лет

М	КЩ	БЩ	УЩ	СКЩ	ИЩ	СП	АфП	ЮАП	АвП	АнП
3800	3800	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3770	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3740	—	—	—	—	—	—	3750	—	3750	—
3710	3700	—	—	—	—	—	3700	—	3710	—
3680	—	—	3680	3670	—	—	3670	—	3680	—
3650	—	—	3650	3650	—	—	—	—	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	—	3340	3330	3350	3330	—	3330	3350
3300	3300	—	3310	3300	3300	3300	3300	3300	3300	3300
3270	3250	3250	3270	—	3260	3250	3260	3260	3250	3270
3230	3220	3230	3250	3240	3230	3230	3230	3230	—	—
3200	3200	3210	3190	3200	3200	3200	3200	3200	3200	3200
3170	—	3160	3170	3170	—	3160	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	2950	2920	2940	2950	2930	2940	—
2900	2910	2900	2900	2900	2900	2910	2900	2900	2900	—
2860	2850	2860	2860	2850	2850	2860	2870	—	2860	2840

М	КЩ	БЩ	УЩ	СКЩ	ИЩ	СП	АфП	ЮАП	АвП	АнП
2820	2820	2820	2820	—	2800	2800	2810	2800	2810	2820
2780	2780	2780	2790	2800	—	2770	2780	2780	2780	2790
2740	2740	2740	2740	2740	2750	2750	2740	2740	2740	—
2700	2700	2700	2700	2700	2700	2700	2700	2700	2700	—
2650	2650	2650	2660	2650	2630	2660)	2650	2670	2660	2640
2600	2600	2590	2600	2600	2600	2600	2600	2600	2600	2600
2550	2550	2540	2550	2550	2560	2550	2550	2540	2550	2540
2500	2480	2490	2500	2500	2490	2490)	2500	2490	2480	2500
2400	2420	2400	2430	2420	2400	24104)	2410	2430	2400	2420
2350	2350	2350	2340	2360	2310	2350	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	2160	2140	2140	2150	2150	2160	—
2120	2110	2120	2110	2110	2100	2110	2110	2120	2130	2100
2060	2060	2050	2060	2060	2030	2060	2060	2060	2050	2060
2000	2000	1990	2000	2000	2000	2000	1990	2010	2000	2000
1850	1850	1860	1880	1860	1870	1860	1860	1860	1840	1860
1800	1800	1790	1800	1800	1810	1810	1800	1800	1800	1800
1750	1750	1740	1750	1740	1720	1750	1740	1750	1740	1740
1480	1470	1480	1460	1520	1480	1500	1430	1490	1480	1490
1350	1330	1330	1350	1370	1350	1350	1330	1350	1350	1370
1250	1260	1230	1230	1290	1240	1250	1250	1210	1220	1270
1100	1080	1120	1100	1160	1100	1100	1430	1100	1150	1120
950	960	960	900	—	970	960	1330	980	980	960
790	770	780	770	780	790	790	770	780	790	800
600	600	600	650	600	620	680	570	570	600	620
400	400	420	390	—	—	400	500	—	—	—
200	200	—	280	—	—	200	150	—	—	—
0	70	0—5	5	—	—	100	20	—	—	—

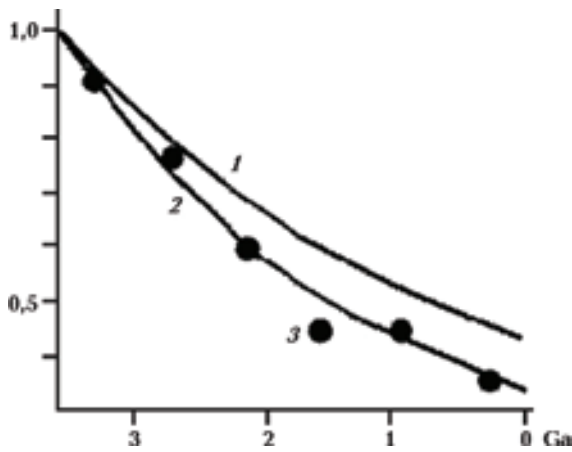


Рис. 9. Относительное изменение ТГ в коре (1) и мантии (2) платформ и средних потребностей в энергии для активных процессов для отрезков времени в 0,6 млрд лет (3).

Результат (расход энергии около $14 \cdot 10^{14}$ Дж/м²) соответствует разнице между радиогенной ТГ в коре и верхней мантии и кондуктивным потоком из тектоносферы, т. е. массоперенос, вызывающий тектономагматическую активность, потребляет около 20 % выносимой ТП энергии (30 % радиогенной). Радиогенной ТГ 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.).

Изменение ТГ в коре и верхней мантии платформ в сопоставлении с энергетическими затратами активных процессов за последние 3,6 млрд лет приведены на рис. 9. Изменение активности во времени больше похоже на эволюцию ТГ мантии, чем коры. Это естественно,

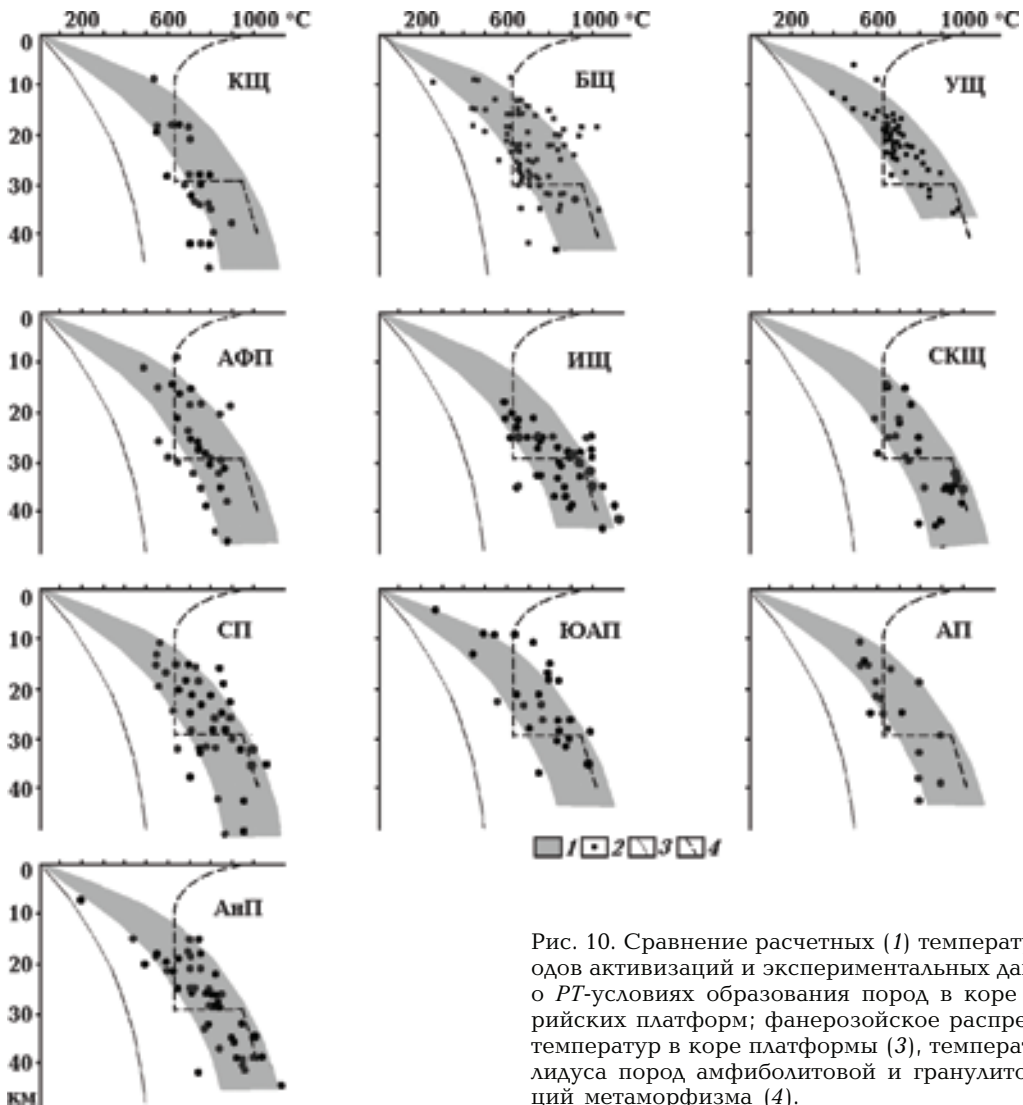


Рис. 10. Сравнение расчетных (1) температур периодов активизаций и экспериментальных данных (2) о *PT*-условиях образования пород в коре докембрийских платформ; фанерозойское распределение температур в коре платформы (3), температуры солидуса пород амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма (4).

так как коровая энергия в основном расходуется на поддержание ТГ. Видно, что сокращение тектономагматической активности связано только с уменьшением концентрации радиоактивных элементов по мере их распада. Деплетирования пород мантии по ТГ не происходит, иначе экспериментальные точки располагались бы ниже расчетной кривой.

В пользу принятого уровня ТГ в коре и мантии свидетельствуют и данные геотермометров, отражающие *PT*-условия образования или преобразования пород в периоды от глубокого докембрия до современности (рис. 10, 11). Эта информация поставляется ксенолитами, выносимыми кимберлитами и щелочными базальтами в платформенных регионах. Большая часть коровых данных получена по поверхностным породам блоков с разной величиной эрозионного среза. Для этих образований и ксенолитов из большей части коры сохраняются максимальные температуры. В мантии под влиянием высоких *PT*-условий породы в значительной мере успевают "подстроиться" под платформенный режим.

Согласование расчетных и экспериментальных температур довольно полное.

Теплогенерация в верхней мантии и активность в фанерозойских складчатых поясах и океанах. Очевидно, что в этих регионах в период после "всеохватывающих" активизаций (менее 2,5 млрд лет назад) акты мантийного теплопереноса должны происходить чаще, чем на платформах.

Определим максимальную частоту таких событий. Для качественной оценки времени протекания обычного акта адвекции (даже в самом упрощенном виде — по закону Стокса) нет достаточно достоверных данных о величине разуплотнения при нагреве радиогенной ТГ, длине пути, прочности пород, их вязкости и пр. Можно предположить, что в верхней половине тектоносферы скорости перемещений выше из-за понижения плотности при частичном плавлении. Реальными представляются скорости движения 0,5—1 см/год и время цикла порядка 20—30 млн лет. Точность этих оценок неясна, но они находят некоторое подтверждение независимыми данными.

В период максимальной ТГ в хаеде (т. е. в период от 3,9—4,0 до 4,2—4,3 млрд лет назад) логично ожидать максимальной частоты активизаций. Тем не менее интервалы между активизациями несколько превышают 30 млн лет [Balashov, 2009]. В последние годы появляется довольно много информации о перемещени-

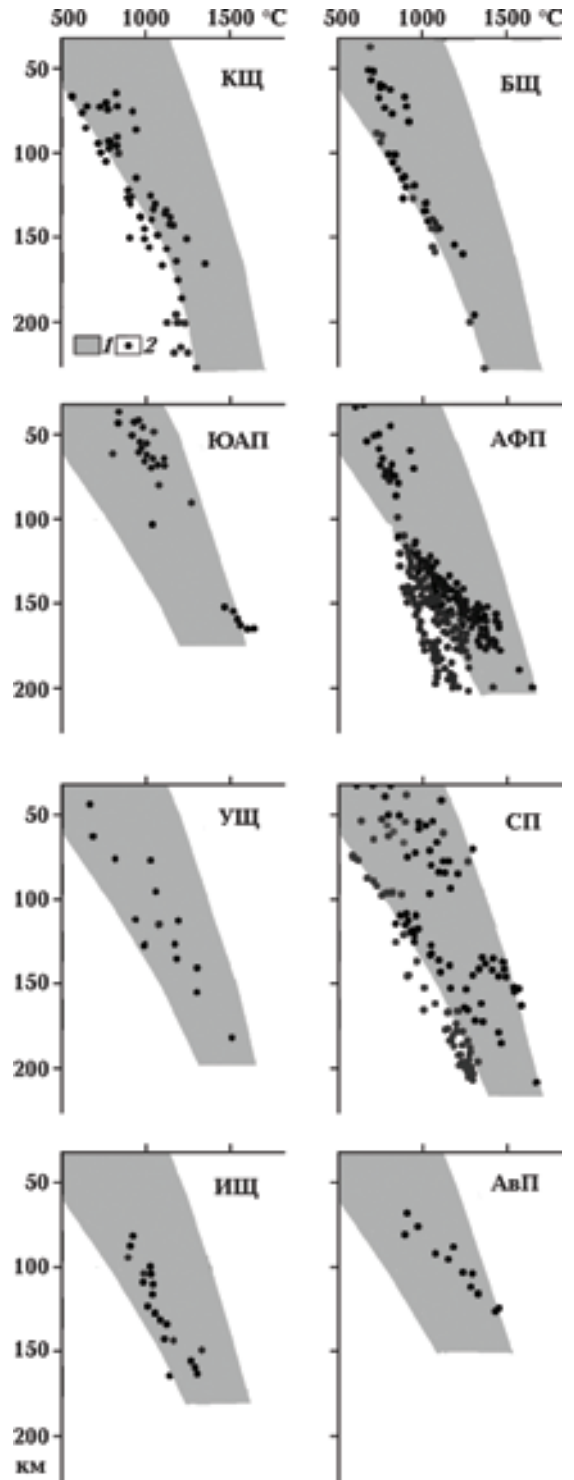


Рис. 11. Сравнение расчетных аномальных температур (1) и данных геотермометров (2) в мантии.

ях по вертикали на 50—200 км крупных блоков пород со скоростью 0,1—2 см/год [Romer, Rötzler, 2001; Board et al., 2005 и др.]. В фанерозойских геосинклиналях в регионах с мак-

симальной активностью акты тепломассопереноса внутри цикла разделены теми же интервалами времени — 30 млн лет.

Судя по данным для платформ [Гордиенко, 2009б], интервалы между актами активизации в период 3,8—2,0 млрд лет растут (для одного блока) довольно медленно — от 25—30 до 55—60 млн лет. В этот же период ТГ сравнима с имеющейся в мантии фанерозойских геосинклиналей. Затем различие ТГ быстро увеличивается и, соответственно, увеличивается интервал времени между актами активизации платформы (геосинклинальные циклы отсутствуют) к концу докембрия до 180 млн лет. Этот период кажется перспективным для поисков различий в активности двух типов регионов.

Для сравнения необходимо выбрать части фанерозойских геосинклинальных поясов сравнительно небольшого размера, для которых известны датировки активных событий в значительном интервале времени. Это достаточно сложно сделать. Вместо одного района использованы три без смещения близких датировок (допускались обусловленные точностью) — Сангиленский блок в Тыве, Южная часть Енисейского кряжа и Башкирский блок Урала [Пронин, 1965; Докембрий ..., 1982; Ножкин и др., 1989, 2012; Бибикина и др., 1993; Анисимова и др., 2012]. В табл. 2 жирными цифрами показаны совпадающие датировки. Их количество и расположение на временной шкале позволяют предполагать, что в полученном перечне "лишние" даты отсутствуют.

В архее и протерозое экспериментальные возрасты соответствуют расчетным. После 2 млрд лет наблюдаемых гораздо больше, т. е. предположение о большей активности в связи с более высокой ТГ оправдывается. Однако после каледонских—герцинских событий геосинклинальный процесс не повторялся, активизации (включая современную) имеют платформенный характер. Возможно, значения ТГ в привлеченных к рассмотрению регионах несколько ниже типичных для фанерозойских складчатых поясов.

Между частями Земли с различной ТГ в мантии, скорее всего, резких границ может и не быть. Сохранение возможности геосинклинального развития существует после его полного прекращения на основных платформах еще в течение какого-то времени поблизости от них, на большем расстоянии — дольше. Другими словами, принятые представления энергетически объясняют принцип Ирдли [Eardley, 1951]. Однако геологические данные указывают на его неповсеместность. Принцип Ирдли применим к Северной Америке и Северной Евразии, отчасти к Южной Америке и Антарктиде. В районе южной границы Тетиса очевидно его нарушение.

Глубинные процессы в фанерозойских геосинклиналях, рифтах и зонах активизации неоднократно рассматривались автором в рамках АПГ [Гордиенко, 2012 и др.]. Причем до выявления различий в теплогенерации пород верхней мантии для объяснения основных геологических явлений приходилось допускать на начальной стадии латеральный тепломассопе-

Т а б л и ц а 2. Датировки пород Башкирского блока Урала, Енисейского кряжа и Сангилена (БЕС) в сопоставлениях с модельными для платформ (М), млн лет

М	БЕС	М	БЕС	М	БЕС	М	БЕС	М	БЕС
3300	3300	2350	—	1850	1830	—	1050	—	520
3270	3250	2280	2260	1800	1810	950	—	—	470
—	—	2240	—	1750	1750	—	900	—	440
2780	2790	2200	2210	—	1640	—	870	400	400
2740	2730	2150	—	—	1580	—	810	—	350
2700	2700	2120	2100	1480	1470	790	780	—	310
2650	2670	2060	2050	—	1400	—	750	—	280
2600	2600	2000	—	1350	—	—	730	200	220
2550	2550	—	1970	1250	1250	—	700	—	—
2500	—	—	1930	—	1150	—	670	0	—
2400	2400	—	1900	1100	1120	600	620	—	—

ренос: использование (в основном в геосинклиналях) энергии соседних районов. Ее вклад в общее потребление процессом оценить сложно. Собственно вынос в виде увеличения ТП был не очень значителен — порядка 10 % от общего. Однако в целом затраты, несомненно, много выше (прежде всего, на теплообмен с нижележащим слоем мантии, обеспечивающий сохранение резервуара частичного плавления для формирования последующих КТД). Они в полной мере компенсируются повышенной ТГ.

Проверкой гипотезы повышенной ТГ пород мантии океанов могла бы служить их геологическая история, но она известна только на очень коротком отрезке времени.

Приведенные в табл. 3 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 ТГ) с некоторым смещением во времени, это создает впечатление превышения их количества над расчетным. Однако выделенные в табл. 3 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. В геологически недавнем прошлом активные события с минимальными перепадами возраста фиксируются на сравнительно небольших блоках океанических регионов [Гордиенко, Гордиенко, 2013а, б].

Создается впечатление, что существуют регионы с промежуточной величиной ТГ между геосинклинальными поясами фанерозоя и океанами. Это задуговые и средиземные бассей-

ны, срединные массивы с резко утоненной, часто базифицированной корой. Имеется информация о таких не до конца переработанных коромантийных блоках на всех океанах [Гордиенко и др., 2013а, б].

В целом достаточно данных для подтверждения высказанной гипотезы о повышенной ТГ в мантии под океанами и связанной с этим их высокой тектономагматической активности. Однако вопрос явно должен быть рассмотрен на большем фактическом материале.

Выводы. Проведенное обобщение данных о радиогенной ТГ пород верхней мантии с использованием представлений АПГ позволило следующее.

1. Выявить три уровня величины ТГ (возможно и существование промежуточных), приуроченных к континентальным платформам, геосинклинальным поясам и океанам: около 0,04, 0,06 и 0,08 мкВт/м³ соответственно.

2. Обнаружить совпадение суммарного современного тепловыделения в коре и верхней мантии трех типов регионов при существенном различии в распределении источников по глубине.

3. Показать, что для платформенных регионов (и, весьма вероятно, для фанерозойских геосинклинальных поясов) радиогенной ТГ можно количественно объяснить ТП, все глубинные процессы в тектоносфере за время изученной истории Земли, распределение современных и максимальных температур в коре и верхней мантии.

4. Наметить такое соответствие для части геологической истории океанов, где более полное исследование сдерживается ограниченностью информации.

Т а б л и ц а 3. Сравнение расчетных возрастов активизаций по АПГ (М) и экспериментально установленных возрастов активизаций САХ, 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	—	—

Список литературы

- Анисимова И. В., Сальникова Е. Б., Козаков И. К., Терентьева Л. Б., Ковач В. П., Федосеенко А. М., Яковлева С. З. Раннебайкальский возраст (U-Pb метод по цирконам) конгломератов холбонурского комплекса Сонгинского блока каледонид Центральной Азии. *Материалы конф. "Геохронометрические изотопные системы"*. Москва: ИГЕМ РАН, 2012. С. 36—39.
- Бибикова Е. В., Грачева Т. В., Макаров В. А., Ножкин А. Д. Возрастные рубежи в геологической эволюции раннего докембрия Енисейского кряжа. *Изв. РАН. Стратиграфия и геологическая корреляция*. 1993. Т. 1. № 1. С. 35—40.
- Гордиенко В. В. Глубинные процессы в тектоносфере Земли. Киев: Изд. ИГФ НАНУ, 1998. 85 с.
- Гордиенко В. В. О глубинных процессах в тектоносфере Балтийского щита в раннем докембрии. *Геофиз. журн.* 2009а. Т. 31. № 3. С. 3—17.
- Гордиенко В. В. О докембрийских глубинных процессах в тектоносфере континентов. *Геофиз. журн.* 2009б. Т. 31. № 5. С. 85—102.
- Гордиенко В. В. О природе аномалий скорости продольных сейсмических волн в верхней мантии. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 3. С. 43—63.
- Гордиенко В. В. Плотностные модели тектоносферы территории Украины. Киев: Интеллект, 1999. 101 с.
- Гордиенко В. В. Процессы в тектоносфере Земли. (Адвекционно-полиморфная гипотеза). Saarbrücken: LAP, 2012. 256 с.
- Гордиенко В. В. Физические свойства пород глубоких впадин. *Геофиз. журн.* 2000. Т. 21. № 2. С. 19—26.
- Гордиенко В. В. Энергетика глубинных процессов на континентах и океанах. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2014. № 4. С. 48—72.
- Гордиенко В. В., Гордиенко Л. Я. О РТ-условиях в мантийных магматических очагах под Атлантическим океаном. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2013а. № 4. С. 63—78.
- Гордиенко В. В., Гордиенко Л. Я. О РТ-условиях в мантийных магматических очагах под Тихим океаном. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2013б. № 2. С. 47—63.
- 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). Киев: Корвін пресс, 2005. 210 с.
- Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Ред. К. О. Кратц, А. К. Запольнов. Ленинград: Наука, 1982. 232 с.
- Комаров А. Н., Житков А. С. Уран в ксенолитах ультраосновного состава из базальтов. *Изв. АН СССР. Сер. геологическая*. 1973. № 10. С. 79—85.
- Ножкин А. Д., Баянова Т. Б., Бережная Н. Г., Дмитриева Н. В., Ларионов А. Н. Осадочные и вулканогенно-осадочные серии позднего неопроterозоя рифтогенных структур юго-западной окраины Сибирского кратона: данные о составе, возрасте, условиях образования и особенностях металлогении. *Материалы конф. "Геохронометрические изотопные системы"*. Москва: ИГЕМ РАН, 2012. С. 257—260.
- Ножкин А. Д., Малышев В. И., Сумин А. В., Остапенко Е. И., Геря Т. В. Геохронологическое исследование метаморфических комплексов юго-западной части Сибирской платформы. *Геология и геофизика*. 1989. № 1. С. 26—33.
- Пронин А. А. Альпийский цикл тектонической истории Земли. Мезозой. Кайнозой. Ленинград: Наука, 1973. 318 с.
- Пронин А. А. Основные черты тектонического развития Урала. Москва: Наука, 1965. 160 с.
- Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. Москва: Недра, 1981. 584 с.
- 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.
- Соболев В. С., Соболев В. Н. Новые доказательства погружения на большие глубины эклогитизированных пород земной коры. *Докл. АН СССР*. 1980. Т. 250. № 3. С. 683—685.
- Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Глобальная эволюция Земли. Москва: Наука, 1991. 446 с.
- Трипольский А. А., Шаров Н. В. Литосфере докембрийских щитов Северного полушария Земли по сейсмическим данным. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2004. 159 с.

- Уханов А. В., Рябчиков И. Д., Харьков А. Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. Москва: Наука, 1988. 288 с.
- Шульгинер В. И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. Москва: Наука, 1982. 227 с.
- Ackerman L., Mahlen N., Nek E., Medaris G., Rulrych J., Stranad L., Mihaljevic M., 2007. Geochemistry and Evolution of Subcontinental Lithospheric Mantle in Central Europe: Evidence from Peridotite Xenoliths of the Kozakov Volcano, Czech Republic. *J. Petrology* 48 (12), 2235—2260.
- Anderson D., 1983. Chemical composition of the mantle. *J. Geophys. Res.* 88, 1341—1352.
- Anderson D., 1989. Theory of the Earth. Boston: Blackwell Sci. Publ. 211 p.
- Asavin A., Kogarko L., Kryuchkova O., Tyurin D., Kolesov G., 1997. Grand Canary, Saint Helena, and Tristan da Cunha Oceanic Islands: Variations of Trace Element Partition Coefficients in Pyroxene-Melt Equilibria during Alkaline Magma Evolution. *Geochem. Int.* 5, 415—423.
- Aumento F., Hyndman R., 1971. Uranium content of the oceanic upper mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 12 (4), 373—384.
- Balashov Yu., 2009. Development of a Heterogeneity in the Lithosphere: Geochemical Evidence. *J. Petrology* 1, 97—107.
- Binns R., 2004. Spinifex-Textured Basalt Xenoliths at PACMANUS, Papua New Guinea. *ODP. Data Report* 193.
- Bloomer S.H., 1985. Petrology and Relict Mineralogy of Serpentinites. *Deep Sea Drilling Project. Report and Publication* 84, 643—653.
- Board W., Frimmel H., Armstrong A., 2005. Pan-African Tectonism in the Western Maud Belt: P-T-t Path for High-grade Gneisses in the H.U. Sverdrupfjella, East Antarctica. *J. Petrology* 46 (4), 671—699. doi:10.1093/petrology/egh093.
- Bonadiman C., Beccaluva L., Coltorti, Siena F.M., 2005. Kimberlite-like Metasomatism and 'Garnet Signature' in Spinel-peridotite Xenoliths from Sal, Cape Verde Archipelago: Relics of a Subcontinental Mantle Domain within the Atlantic Oceanic Lithosphere? *J. Petrology* 46 (11), 2465—2493.
- Bonatti E., Ottonelo G., Hamlin P., 1986. Peridotites from the island of Zabargad (st. John), Red Sea: Petrology and Geochemistry. *J. Geophys. Res.* 91 (B1), 599—631.
- Bourgeois J., Desmet A., 1985. Mafic and ultramafic rocks. *Deep Sea Drilling Project. Report and Publication* 84, 633—642.
- Boyd F., 1989. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* 96 (1/2), 16—26.
- Cannatelli C., Frezzotti M., Zanon V., Petrelli M., Neumann E., Peccerillo A., 2011. Heterogeneous re-fertilization of the upper mantle beneath the Azorean volcanoes. Evidence from mantle xenoliths. American Geophysical Union, Fall Meeting 2011, abstract # T51H-2461.
- Casey J., 1997. Comparison of major- and trace-element Geochemistry of abyssal Peridotites and mafic plutonic Rocks with Basalts from the MARK Region of the Mid-Atlantic Ridge. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 153, 181—241.
- Dmitriev L., 1977. Petrochemistry of basalts and plutonic rocks. *Deep Sea Drilling Project. Report and Publication* 37, 681—693.
- Downes H., Macdonald R., Upton B., Cox K., Bodinier J., Mason P., 2004. Ultramafic Xenoliths from the Bearpaw Mountains, Montana, USA: Evidence for Multiple Metasomatic Events in the Lithospheric Mantle beneath the Wyoming Craton. *J. Petrology* 45 (8), 1631—1662.
- Eardley A., 1951. Structural geology of North America. New York: Harper & Bros., 624 p.
- Embey-Isztin A., Scharbert H., Dietrich H., Poultidis H., 1989. Petrology and Geochemistry of Peridotite Xenoliths in Alkali Basalts from the Transdanubian Volcanic Region, West Hungary. *J. Petrology* 30 (1), 79—105.
- Feininger T., 1980. Eclogite and Related High-Pressure Regional Metamorphic Rocks from the Andes of Ecuador. *J. Petrology* 21 (1), 107—140.
- Francis D., 1976. The Origin of Amphibole in Lherzolite Xenoliths from Nunivak Island, Alaska. *J. Petrology* 17 (3), 357—378.
- Gang Xu Yi., Bodinier J.-L., 2004. Contrasting Enrichments in High- and Low-Temperature Mantle Xenoliths from Nushan, Eastern China: Results of a Single Metasomatic Event during Lithospheric Accretion? *J. Petrology* 45 (2), 321—148.
- Gao S., Rudnick R.L., Xu W.-L., Yuan H.-L., Liu Y.-S.,

- Walker R.J., Puchtel I.S., Liu X.-M., Huang H., Wang X.-R., Yang J., 2008. Recycling deep cratonic lithosphere and generation of intraplate magmatism in the North China Craton. *Earth Planet. Sci. Lett.* 270 (1-2), 41—53.
- Garuti G., Bea F., Zaccarini F., Montero P., 2001. Age, Geochemistry and Petrogenesis of the Ultramafic Pipes in the Ivrea Zone, NW Italy. *J. Petrology* 42 (2), 433—457.
- Gasperini D., Bosch D., Braga R., Bondi M., Maccera P., Morten L., 2006. Ultramafic xenoliths from the Veneto Volcanic Province (Italy): Petrological and geochemical evidence for multiple metasomatism of the SE Alps mantle lithosphere. *Geochem. J.* 40, 377—404.
- Glebovitsky V., Nikitina L., Saltykova A., Pushkarev Yu., Ovchinnikov N., Babushkina M., Ashchepkov I., 2007. Thermal and Chemical Heterogeneity of the Upper Mantle beneath the Baikal Mongolia Territory. *Petrology* 15, 58—89.
- Green D., Falloon T., 2005. Primary magmas at mid-ocean ridges, "hotspots", and other intraplate settings: Constraints on mantle potential temperature. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 388, 217—247.
- Gregoire M., Moine B., Ney S., Cottin J., Giret A., 2000. Trace Element Residence and Partitioning in Mantle Xenoliths Metasomatized by Highly Alkaline, Silicate- and Carbonaterich Melts (Kerguelen Islands, Indian Ocean). *J. Petrology* 41 (4), 477—509.
- Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Ryan C.G., 2003. The evolution of lithospheric mantle beneath the Kalahari craton and its margins. *Lithos* 71, 215—241.
- Harvey J., Yoshika M., Hammond S., Burton K., 2012. Deciphering the Trace Element Characteristics in Kilbourne Hole Peridotite Xenoliths: Melt Rock Interaction and Metasomatism beneath the Rio Grande Rift. *J. Petrology* 53 (8), 1709—1742.
- Jacob D., 2004. Nature and origin of eclogite xenoliths from kimberlites. *Lithos* (77), 295—316.
- Ionov D., 2010. Petrology of Mantle Wedge Lithosphere: New Data on Supra-Subduction Zone Peridotite Xenoliths from the Andesitic Avacha Volcano, Kamchatka. *J. Petrology* 51 (1-2), 327—361.
- Ionov D., Hofmann A., Shimizu N., 1994. Metasomatism-induced Melting in Mantle Xenoliths from Mongolia. *J. Petrology* 35 (3), 753—785.
- Ishii T., Robinson P., Maekawa H., Fiske R., 1992. Petrological studies of Peridotites from Diapiric Serpentinite Seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana Forearcs, LEG 125. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 125, 445—486.
- Ishikawa A., Maruyama S., Komiya T., 2004. Layered Lithospheric Mantle Beneath the Ontong Java Plateau: Implications from Xenoliths in Alnoite, Malaita, Solomon Islands. *J. Petrology* 45 (10), 2011—2044.
- Kaczmarek M., 2007. Melt migration and deformation in the upper mantle: An example of the Lanzo peridotite massif (Western Alps, Italy). A dissertation submitted for the degree of Doctor as Sciences. Institut de Geologie et Hydrogeologie University de Neuchâtel.
- Khodyrev O., 1996. Ultramafic Xenolith in Basalt of Shavaryn Tsaram Volcano, Gobi Plateau, as Continental Upper Mantle Material. *Geochem. Int.* 7, 551—554.
- Lappin M., Smith D., 1978. Mantle-equilibrated Orthopyroxene Eclogite Pods from the Basal Gneisses in the Selje District, Western Norway. *J. Petrology* 19 (3), 530—584.
- Leander F., Becker K., Kramer W., Herzig P., 2002. Metasomatic Mantle Xenoliths from the Bismarck Microplate (Papua New Guinea) Thermal Evolution, Geochemistry and Extent of Slabinduced Metasomatism. *J. Petrology* 43 (2), 315—343.
- Litasov K., Litasov Yu., Malkovets V., 2005. Metasomatism and Transformations of the Upper Mantle beneath the Southern Baikal Territory: Evidence from Xenoliths of the Bartoy Volcanic Area. *Geochem. Int.* 3, 242—267.
- Luhr J., Aranda-Gomez J., 1997. Mexican Peridotite Xenoliths and Tectonic Terranes: Correlations among Vent Location, Texture, Temperature, Pressure, and Oxygen Fugacity. *J. Petrology* 38 (8), 1075—1112.
- Lutkov V., Mogarovski V., Lutkova V., 2004. Geochemical Heterogeneity of the Upper Mantle Beneath the Central Asian Mobile Belt. *Geochem. Int.* 4, 309—320.
- Morioka M., Kigoshi K., 1978. Lead isotopes in mantle derived xenoliths from Japan and South Africa. *Geochem. J.* 12, 223—228.
- Müntener O., Hermann J., Trommsdorff V., 2000. Co-

- oling History and Exhumation of Lower-Crustal Granulite and Upper Mantle (Malenco, Eastern Central Alps). *J. Petrology* 41 (2), 175—200.
- Neumann E., Wulff-Pedersen E., Pearson N., Spencer E., 2002. Mantle Xenoliths from Tenerife (Canary Islands): Evidence for Reactions between Mantle Peridotites and Silicic Carbonatite Melts inducing Ca Metasomatism. *J. Petrology* 43 (5), 825—857.
- Parkinson I.J., Pearce J.A., 1998. Peridotites from the Izu—Bonin—Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for Mantle Melting and Melt-Mantle Interaction in a Supra-Subduction Zone Setting. *J. Petrology* 39 (9), 1577—1618.
- Peslier A., Francis D., Ludden J., 2002. The Lithospheric Mantle beneath Continental Margins: Melting and Melt-Rock Reaction in Canadian Cordillera Xenoliths. *J. Petrology* 43 (11), 2013—2047.
- Putirka K., Ryerson F., Perfit M., Ridley I., 2011. Mineralogy and Composition of the Oceanic Mantle. *J. Petrology* 52 (2), 279—313.
- Revillon S., Arndt N.T., Chauvel C., Hallot E., 2000. Geochemical Study of Ultramafic Volcanic and Plutonic Rocks from Gorgona Island, Colombia: the Plumbing System of an Oceanic Plateau. *J. Petrology* 41 (7), 1127—1153.
- Romer R.L., Rötzler J., 2001. P-T-t Evolution of Ultrahigh-Temperature Granulites from the Saxon Granulite Massif, Germany. Part II: Geochronology. *J. Petrology* 42 (11), 2015—2032.
- Savel'eva G.N., Bortnikov N.S., Peyve A.A., Skolotnev S.G., 2006. Ultramafic Rocks from the Markov Deep in the Rift Valley of the Mid-Atlantic Ridge. *Geochem. Int.* 11, 1105—1120.
- Smith D., 2010. Antigorite Peridotite, Metaserpentinite, and other Inclusions within Diatremes on the Colorado Plateau, SW USA: Implications for the Mantle Wedge during Lowangle Subduction. *J. Petrology* 51 (6), 1355—1379.
- Shubina N., Ukhanov A., Genshaft Yu., Kolesov G., 1997. Trace and Major Elements in Peridotites beneath Northwestern Spitsbergen: a Contribution to the Problem of Mantle Heterogeneity. *Geochem. Int.* 1, 17—31.
- Vinogradov A.P., Udintsev G.B., Dmitriev L.V., Kanaev V.F., Neprochnov Y.P., Petrova G.N., Ricunov L.N., 1969. The structure of the Mid-Oceanic rift zone of the Indian Ocean and its Place in the World Rift System. *Tectonophysics* 8, 377—401.
- Volkova N.I., Tarasova E.N., Polyanskii N.V., Vladimirov A.G., Khomyakov V.D., 2008. High-Pressure Rocks in the Serpentinite Melange of the Chara Zone, Eastern Kazakhstan: Geochemistry, Petrology, and Age. *Geochem. Int.* 4, 386—401.
- Wilkinson J., Le Maitre R., 1987. Upper Mantle Amphiboles and Micas and TiO₂, K₂O, and P₂O₅. Abundances and 100 Mg / (Mg + Fe₂ + Ratios of Common Basalts and Andesites: Implications for Modal Mantle Metasomatism and Undepleted Mantle Compositions. *J. Petrology* 28 (1), 37—73.
- Xu X., O'Reilly S., Griffion W., Zhou X., 2000. Genesis of Young Lithospheric Mantle in Southeastern China: an LAM-ICPMS Trace Element Study. *J. Petrology* 41 (1), 111—148.

Energy balance of the Earth's tectonosphere

© V. V. Gordienko, 2015

Concentration of K, U and Th has been investigated in the rocks of the Earth's crust and upper mantle of platforms, geosynclines and oceans. The coincidence has been found between total modern heat emanation in the crust and upper mantle of three types of regions with significant differences in the distribution of sources in depth. The values of upper mantle rocks radiogenic heat generation in these regions are about 0,04, 0,06 and 0,08 mW/m³ respectively. Correspondence of heat generation to geological history, heat flow and deep temperatures has been set for platforms. Implementation of energy conservation law in geological processes has been proven.

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

References

- Anisimova I. V., Salnikova E. B., Kozakov I. K., Terent'eva L. B., Kovach V. P., Fedoseenko A. M., Yakovleva S. Z., 2012. Baikal early age (U-Pb zircon method) conglomerates kholbonursk complex Songinsky block caledonides Central Asia. *Proc. of the conf. "Geochronometric isotopic systems"*. Moscow: IGEM RAS, 36—39 (in Russian).
- Bibikova E. V., Gracheva T. V., Makarov V. A., Nozhkin A. D., 1993. Age boundaries in the geological evolution of Early Precambrian of Yenisey range. *Izvestiya RAN. Stratigrafiya i geologicheskaya korelyatsiya* 1 (1), 35—40 (in Russian).
- Gordienko V. V., 1998. Deep Processes in Earth's Tectonosphere. Kiev: Publ. IG NASU, 85 p. (in Russian).
- Gordienko V. V., 2009 a. On the deep processes in tectonosphere Baltic Shield in the Early Precambrian. *Geofizicheskiy zhurnal* 31 (3), 3—17 (in Russian).
- Gordienko V. V., 2009 b. On Precambrian deep processes in tectonosphere continents. *Geofizicheskiy zhurnal* 31 (5), 85—102 (in Russian).
- Gordienko V. V., 2010. On the nature of the anomalies of the longitudinal velocity of seismic waves in the upper mantle. *Geofizicheskiy zhurnal* 32 (3), 43—63 (in Russian).
- Gordienko V. V., 1999. Density models of Ukrain's tectonosphere. Kiev: Intellect, 101 p. (in Russian).
- Gordienko V. V., 2012. Processes in Earth's Tectonosphere (Advection-polymorphous Hypothesis). Saarbrücken: LAP, 256 p. (in Russian).
- Gordienko V. V., 2000. Physical properties of rocks deep depressions. *Geofizicheskiy zhurnal* 21 (2), 19—26 (in Russian).
- Gordienko V. V., 2014. Energy of deep processes on the continents and oceans. *Geologiya i poleznye iskopaemye Mirovogo okeana* (4), 48—72 (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko L. Ya., 2013 a. On the PT conditions in the mantle magma chambers beneath the Atlantic Ocean. *Geologiya i poleznye iskopaemye Mirovogo okeana* 4, 63—78 (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko L. Ya., 2013 b. On the PT conditions in the mantle magma chambers beneath the Pacific Ocean. *Geologiya i poleznye iskopaemye Mirovogo okeana* (2), 47—63 (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko I. V., Zavgorodnyaya O. V., Kovachikova S., Logvinov I. M., Tarasov V. N., Usenko O. V., 2005. Ukrainian Shield (geophysics, deep processes). Kiev: Korvin press, 210 p. (in Russian).
- Precambrian to the Phanerozoic fold belts. Ed. K.O. Kratc, A. K. Zapol'nov. Leningrad: Nauka, 1982, 232 p. (in Russian).
- Komarov A. N., Zhitkov A. S., 1973. Uranus in ultramafic xenoliths from basalts. *Izvestiya AN SSSR. Ser. geologicheskaya* (10), 79—85 (in Russian).
- Nozhkin A. D., Bayanova T. B., Berezhnaya N. G., Dmitrieva N. V., Larionov A. N., 2012. Sedimentary and volcanic-sedimentary series of the late Neoproterozoic rift structures southwestern margin of the Siberian craton: data on the composition, age, education and environment features metallogeny. *Proc. of the conf. "Geochronometric isotopic systems"*. Moscow: IGEM RAS, 257—260 (in Russian).
- Nozhkin A. D., Malyshev V. I., Sumin A. V., Ostapenko E. I., Gerya T. V., 1989. Geochronological study of metamorphic complexes of the southwestern part of the Siberian platform. *Geologiya i geofizika* (1), 26—33 (in Russian).
- Pronin A. A., 1973. Alpine tectonic cycle of the Earth's history. Mesozoic. Cenozoic. Leningrad: Nauka, 318 p. (in Russian).
- Pronin A. A., 1965. The main features of the tectonic development of the Urals. Moscow: Nauka, 160 p. (in Russian).
- Ringwood A. E., 1981. Structure and petrology of the Earth's mantle. Moscow: Nedra, 584 p. (in Russian).
- Savko A. D., Shevyrev L. T., 2002. Avnew look at the role of avlakogeneza the formation of diamond-bearing magmatic bodies. *Vestnik Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta. Obschaya geologiya* (1), 7—18 (in Russian).
- Sobolev V. S., Sobolev V. N., 1980. New evidence dive to great depths eclogitized crustal rocks. *Doklady AN SSSR* 250 (3), 683—685 (in Russian).
- Sorokhtin O. G., Ushakov S. A., 1990. The global evolution of the Earth. Moscow: Nauka, 446 p. (in Russian).
- Tripol'skiy A. A., Sharov N. V., 2004. Lithosphere of Precambrian shields the northern hemisphere from seismic data. Petrozavodsk: KRC RAS Publ., 159 p. (in Russian).

- Ukhanov A. V., Ryabchikov I. D., Har'kiv A. D., 1988. Lithospheric mantle of the Yakutian kimberlite province. Moscow: Nauka, 288 p. (in Russian).
- Shul'diner V. I., 1982. Precambrian basement Pacific Belt and framing platforms. Moscow: Nauka, 227 p. (in Russian).
- Ackerman L., Mahlen N., Nek E., Medaris G., Rulrych J., Stranad L., Mihaljevic M., 2007. Geochemistry and Evolution of Subcontinental Lithospheric Mantle in Central Europe: Evidence from Peridotite Xenoliths of the Kozakov Volcano, Czech Republic. *J. Petrology* 48 (12), 2235—2260.
- Anderson D., 1983. Chemical composition of the mantle. *J. Geophys. Res.* 88, 1341—1352.
- Anderson D., 1989. Theory of the Earth. Boston: Blackwell Sci. Publ. 211 p.
- Asavin A., Kogarko L., Kryuchkova O., Tyurin D., Kolesov G., 1997. Grand Canary, Saint Helena, and Tristan da Cunha Oceanic Islands: Variations of Trace Element Partition Coefficients in Pyroxene-Melt Equilibria during Alkaline Magma Evolution. *Geochem. Int.* 5, 415—423.
- Aumento F., Hyndman R., 1971. Uranium content of the oceanic upper mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 12 (4), 373—384.
- Balashov Yu., 2009. Development of a Heterogeneity in the Lithosphere: Geochemical Evidence. *J. Petrology* 1, 97—107.
- Binns R., 2004. Spinifex-Textured Basalt Xenoliths at PACMANUS, Papua New Guinea. *ODP. Data Report* 193.
- Bloomer S. H., 1985. Petrology and Relict Mineralogy of Serpentinites. *Deep Sea Drilling Project. Report and Publication* 84, 643—653.
- Board W., Frimmel H., Armstrong A., 2005. Pan-African Tectonism in the Western Maud Belt: P-T-t Path for High-grade Gneisses in the H.U. Sverdrupfjella, East Antarctica. *J. Petrology* 46 (4), 671—699. doi:10.1093/petrology/egh093.
- Bonadiman C., Beccaluva L., Coltorti, Siena F. M., 2005. Kimberlite-like Metasomatism and 'Garnet Signature' in Spinel-peridotite Xenoliths from Sal, Cape Verde Archipelago: Relics of a Subcontinental Mantle Domain within the Atlantic Oceanic Lithosphere? *J. Petrology* 46 (11), 2465—2493.
- Bonatti E., Ottonelo G., Hamlin P., 1986. Peridotites from the island of Zabargad (st. John), Red Sea: Petrology and Geochemistry. *J. Geophys. Res.* 91 (B1), 599—631.
- Bourgeois J., Desmet A., 1985. Mafic and ultramafic rocks. *Deep Sea Drilling Project. Report and Publication* 84, 633—642.
- Boyd F., 1989. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* 96 (1/2), 16—26.
- Cannatelli C., Frezzotti M., Zanon V., Petrelli M., Neumann E., Peccerillo A., 2011. Heterogeneous re-fertilization of the upper mantle beneath the Azorean volcanoes. Evidence from mantle xenoliths. American Geophysical Union, Fall Meeting 2011, abstract # T51H-2461.
- Casey J., 1997. Comparison of major- and trace-element Geochemistry of abyssal Peridotites and mafic plutonic Rocks with Basalts from the MARK Region of the Mid-Atlantic Ridge. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 153, 181—241.
- Dmitriev L., 1977. Petrochemistry of basalts and plutonic rocks. *Deep Sea Drilling Project. Report and Publication* 37, 681—693.
- Downes H., Macdonald R., Upton B., Cox K., Bodinier J., Mason P., 2004. Ultramafic Xenoliths from the Bearpaw Mountains, Montana, USA: Evidence for Multiple Metasomatic Events in the Lithospheric Mantle beneath the Wyoming Craton. *J. Petrology* 45 (8), 1631—1662.
- Eardley A., 1951. Structural geology of North America. New York: Harper & Bros., 624 p.
- Embey-Isztin A., Scharbert H., Dietrich H., Poultidis H., 1989. Petrology and Geochemistry of Peridotite Xenoliths in Alkali Basalts from the Transdanubian Volcanic Region, West Hungary. *J. Petrology* 30 (1), 79—105.
- Feininger T., 1980. Eclogite and Related High-Pressure Regional Metamorphic Rocks from the Andes of Ecuador. *J. Petrology* 21 (1), 107—140.
- Francis D., 1976. The Origin of Amphibole in Lherzolite Xenoliths from Nunivak Island, Alaska. *J. Petrology* 17 (3), 357—378.
- Gang Xu Yi., Bodinier J.-L., 2004. Contrasting Enrichments in High- and Low-Temperature Mantle Xenoliths from Nushan, Eastern China: Results of a Single Metasomatic Event during Lithospheric Accretion? *J. Petrology* 45 (2), 321—148.
- Gao S., Rudnick R. L., Xu W.-L., Yuan H.-L., Liu Y.-S., Walker R. J., Puchtel I. S., Liu X.-M., Huang H., Wang X.-R., Yang J., 2008. Recycling deep cratonic lithosphere and generation of intraplate magmatism in the North China Craton. *Earth Planet. Sci. Lett.* 270 (1-2), 41—53.

- Garuti G., Bea F., Zaccarini F., Montero P., 2001. Age, Geochemistry and Petrogenesis of the Ultramafic Pipes in the Ivrea Zone, NW Italy. *J. Petrology* 42 (2), 433—457.
- Gasperini D., Bosch D., Braga R., Bondi M., Maccera P., Morten L., 2006. Ultramafic xenoliths from the Veneto Volcanic Province (Italy): Petrological and geochemical evidence for multiple metasomatism of the SE Alps mantle lithosphere. *Geochem. J.* 40, 377—404.
- Glebovitsky V., Nikitina L., Saltykova A., Pushkarev Yu., Ovchinnikov N., Babushkina M., Ashchepkov I., 2007. Thermal and Chemical Heterogeneity of the Upper Mantle beneath the Baikal Mongolia Territory. *Petrology* 15, 58—89.
- Green D., Falloon T., 2005. Primary magmas at mid-ocean ridges, "hotspots", and other intraplate settings: Constraints on mantle potential temperature. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 388, 217—247.
- Gregoire M., Moine B., Ney S., Cottin J., Giret A., 2000. Trace Element Residence and Partitioning in Mantle Xenoliths Metasomatized by Highly Alkaline, Silicate- and Carbonaterich Melts (Kerguelen Islands, Indian Ocean). *J. Petrology* 41 (4), 477—509.
- Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Ryan C.G., 2003. The evolution of lithospheric mantle beneath the Kalahari craton and its margins. *Lithos* 71, 215—241.
- Harvey J., Yoshika M., Hammond S., Burton K., 2012. Deciphering the Trace Element Characteristics in Kilbourne Hole Peridotite Xenoliths: Melt Rock Interaction and Metasomatism beneath the Rio Grande Rift. *J. Petrology* 53 (8), 1709—1742.
- Jacob D., 2004. Nature and origin of eclogite xenoliths from kimberlites. *Lithos* (77), 295—316.
- Ionov D., 2010. Petrology of Mantle Wedge Lithosphere: New Data on Supra-Subduction Zone Peridotite Xenoliths from the Andesitic Avacha Volcano, Kamchatka. *J. Petrology* 51 (1-2), 327—361.
- Ionov D., Hofmann A., Shimizu N., 1994. Metasomatism-induced Melting in Mantle Xenoliths from Mongolia. *J. Petrology* 35 (3), 753—785.
- Ishii T., Robinson P., Maekawa H., Fiske R., 1992. Petrological studies of Peridotites from Diapiric Serpentinite Seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana Forearcs, LEG 125. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 125, 445—486.
- Ishikawa A., Maruyama S., Komiya T., 2004. Layered Lithospheric Mantle Beneath the Ontong Java Plateau: Implications from Xenoliths in Alnoite, Malaita, Solomon Islands. *J. Petrology* 45 (10), 2011—2044.
- Kaczmarek M., 2007. Melt migration and deformation in the upper mantle: An example of the Lanzo peridotite massif (Western Alps, Italy). A dissertation submitted for the degree of Doctor as Sciences. Institut de Geologie et Hydrogeologie University de Neuchâtel.
- Khodyrev O., 1996. Ultramafic Xenolith in Basalt of Shavaryn Tsaram Volcano, Gobi Plateau, as Continental Upper Mantle Material. *Geochem. Int.* 7, 551—554.
- Lappin M., Smith D., 1978. Mantle-equilibrated Orthopyroxene Eclogite Pods from the Basal Gneisses in the Selje District, Western Norway. *J. Petrology* 19 (3), 530—584.
- Leander F., Becker K., Kramer W., Herzig P., 2002. Metasomatic Mantle Xenoliths from the Bismarck Microplate (Papua New Guinea) Thermal Evolution, Geochemistry and Extent of Slabinduced Metasomatism. *J. Petrology* 43 (2), 315—343.
- Litasov K., Litasov Yu., Malkovets V., 2005. Metasomatism and Transformations of the Upper Mantle beneath the Southern Baikal Territory: Evidence from Xenoliths of the Bartoy Volcanic Area. *Geochem. Int.* 3, 242—267.
- Luhr J., Aranda-Gomez J., 1997. Mexican Peridotite Xenoliths and Tectonic Terranes: Correlations among Vent Location, Texture, Temperature, Pressure, and Oxygen Fugacity. *J. Petrology* 38 (8), 1075—1112.
- Lutkov V., Mogařovski V., Lutkova V., 2004. Geochemical Heterogeneity of the Upper Mantle Beneath the Central Asian Mobile Belt. *Geochem. Int.* 4, 309—320.
- Morioka M., Kigoshi K., 1978. Lead isotopes in mantle derived xenoliths from Japan and South Africa. *Geochem. J.* 12, 223—228.
- Müntener O., Hermann J., Trommsdorff V., 2000. Cooling History and Exhumation of Lower-Crustal Granulite and Upper Mantle (Malenco, Eastern Central Alps). *J. Petrology* 41 (2), 175—200.
- Neumann E., Wulff-Pedersen E., Pearson N., Spencer E., 2002. Mantle Xenoliths from Tenerife (Canary Islands): Evidence for Reactions between Mantle Peridotites and Silicic Carbonatite Melts inducing Ca Metasomatism. *J. Petrology* 43 (5), 825—857.
- Parkinson I.J., Pearce J.A., 1998. Peridotites from the Izu—Bonin—Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evi-

- dence for Mantle Melting and Melt-Mantle Interaction in a Supra-Subduction Zone Setting. *J. Petrology* 39 (9), 1577—1618.
- Peslier A., Francis D., Ludden J.*, 2002. The Lithospheric Mantle beneath Continental Margins: Melting and Melt-Rock Reaction in Canadian Cordillera Xenoliths. *J. Petrology* 43 (11), 2013—2047.
- Putirka K., Ryerson F., Perfit M., Ridley I.*, 2011. Mineralogy and Composition of the Oceanic Mantle. *J. Petrology* 52 (2), 279—313.
- Revillon S., Arndt N. T., Chauvel C., Hallot E.*, 2000. Geochemical Study of Ultramafic Volcanic and Plutonic Rocks from Gorgona Island, Colombia: the Plumbing System of an Oceanic Plateau. *J. Petrology* 41 (7), 1127—1153.
- Romer R. L., Rötzler J.*, 2001. P-T-t Evolution of Ultrahigh-Temperature Granulites from the Saxon Granulite Massif, Germany. Part II: Geochronology. *J. Petrology* 42 (11), 2015—2032.
- Savel'eva G. N., Bortnikov N. S., Peyve A. A., Skolotnev S. G.*, 2006. Ultramafic Rocks from the Markov Deep in the Rift Valley of the Mid-Atlantic Ridge. *Geochem. Int.* 11, 1105—1120.
- Smith D.*, 2010. Antigorite Peridotite, Metaserpentinite, and other Inclusions within Diatremes on the Colorado Plateau, SW USA: Implications for the Mantle Wedge during Lowangle Subduction. *J. Petrology* 51 (6), 1355—1379.
- Shubina N., Ukhanov A., Genshaft Yu, Kolesov G.*, 1997. Trace and Major Elements in Peridotites beneath Northwestern Spitsbergen: a Contribution to the Problem of Mantle Heterogeneity. *Geochem. Int.* 1, 17—31.
- Vinogradov A. P., Udintsev G. B., Dmitriev L. V., Kanaev V. F., Neprochnov Y. P., Petrova G. N., Ricunov L. N.*, 1969. The structure of the Mid-Oceanic rift zone of the Indian Ocean and its Place in the World Rift System. *Tectonophysics* 8, 377—401.
- Volkova N. I., Tarasova E. N., Polyanskii N. V., Vladimirov A. G., Khomyakov V. D.*, 2008. High-Pressure Rocks in the Serpentinite Melange of the Chara Zone, Eastern Kazakhstan: Geochemistry, Petrology, and Age. *Geochem. Int.* 4, 386—401.
- Wilkinson J., Le Maitre R.*, 1987. Upper Mantle Amphiboles and Micas and TiO₂, K₂O, and P₂O₅. Abundances and 100 Mg / (Mg + Fe₂ + Ratios of Common Basalts and Andesites: Implications for Modal Mantle Metasomatism and Undepleted Mantle Compositions. *J. Petrology* 28 (1), 37—73.
- Xu X., O'Reilly S., Griffion W., Zhou X.*, 2000. Genesis of Young Lithospheric Mantle in Southeastern China: an LAM-ICPMS Trace Element Study. *J. Petrology* 41 (1), 111—148.