

## Взаимодействие мантийной конвекции с литосферой и происхождение кимберлитов

© *О. В. Арясова, Я. М. Хазан, 2013*

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 20 мая 2013 г.

*Представлено членом редколлегии В. В. Гордиенко*

Термобарометрія ксенолітів з 39 кимберлітів Євразії, Африки та Північної Америки показала, що в більшості випадків найглибший ксеноліт, а отже, і всі інші, захоплюється в межах деплетованої літосфери, звідки виходить, згідно з петролого-геохімічними даними, що джерела кимберлітів розміщуються поблизу або в межах деплетованої літосфери. З даних термобарометрії випливає також, що зі збільшенням референтного теплового потоку (РТП) на поверхні, що характеризує літосферну геотерму, глибина найглибшого ксеноліту зменшується. Досліджено умови формування реологічного підшару на літосферно-астеносферній межі та показано, що мантийна конвекція досягає підшови деплетованої літосфери "кратонної" потужності ( $\geq 130\text{—}150$  км) протягом усієї постархейської історії Землі. При цьому реологічний підшар частково проникає в літосферу, викликаючи поблизу її підшови горизонтальні зміщення. Певно саме у зазначеній зоні виникають сильно деформовані породи, з яких захоплюються найбільш глибинні ксеноліти зі слідами значної зсувної деформації. Передбачуваний геодинамічною моделлю зв'язок між потужністю деплетованої літосфери та РТП добре узгоджується з результатами термобарометрії. В цілому, ці результати підтримують модель походження кимберлітів, яка передбачає, що кимберлітовий магматизм ініціюється "головою" мантийного плюму, яка, розтікаючись, наслідуює рельєф підшови літосфери, метасоматизуючи останню і викликаючи появу розплавів, склад яких залежить від тиску. Зокрема, в умовах низів літосфери кратонів розплави мають кимберлітовий склад.

Thermobarometry of xenoliths/xenocrysts from 39 kimberlites of Eurasia, Africa, and North America demonstrates that the deepest xenoliths, as well as all the other, are exhumed from the depleted lithosphere implying in agreement with petrologic and geochemical data that the kimberlite sources are situated within the limits of the depleted lithosphere. It follows from the thermobarometric data that the deepest xenolite depth decreases with increasing reference heat flow (RHF) characterizing a lithospheric geotherm. Conditions controlling formation of a rheological sublayer at the lithosphere-asthenosphere boundary have been studied. In agreement with observations, a geodynamic model implies that the mantle convection reaches the base of depleted lithosphere of a "cratonic" thickness ( $\geq 130\text{—}150$  km) during the post-Archean. The rheological sublayer partially penetrates the lithosphere. As a result, a layer of strongly sheared rocks form, wherefrom deepest and severely deformed xenoliths with fluidal microstructure similar to that of crustal mylonites seem to be entrained by kimberlites. The relation between the depleted lithosphere thickness and the reference heat flow predicted by the model agrees well with the thermobarometry data. In whole, the present results support the model of the kimberlite genesis assuming that the kimberlite magmatism originates from an interaction of the plume "head" with lithosphere. While this "head" propagates laterally, it follows the re-lief of the lithosphere base, metasomatizes lithosphere, and initiates melting with the melt composition depending on pressure at the lithosphere base. Particularly, under the conditions of the cratonic lithosphere base the melts have kimberlitic composition.

**Введение.** За последние примерно 350 млн лет в Евразии и Африке не менее девяти раз масштабные излияния платобазальтов (траппов) сопровождалась близкими по времени и

пространственно извержениями карбонатитов и/или кимберлитов [Chalapathi Rao, Lehman, 2011; Хазан, Арясова, 2012, табл. 1]. При этом в семи случаях (траппы Афара (Южная Эфио-

пия), Деккана (Индия), Мадагаскара, Парана — Этендека (Южная Америка — Африка), Кару — Феррар (Южная Африка — Антарктика), Сибирские траппы, базальтовые излияния Восточно-Европейской платформы) наблюдаются все три типа синхронных магматитов, а в двух случаях (магматизм северной Бразилии, сопровождавший раскрытие экваториальной части Атлантического океана, и девонские Виллоуские траппы) карбонатиты, синхронные базальтам и кимберлитам, пока не обнаружены (см. обсуждение в работе [Хазан, Арясова, 2012]).

Синхронность пространственно близких магматических проявлений делает неизбежным предположение о том, что все типы магматизма имеют общее происхождение [Chalapathi Rao, Lehman, 2011; Хазан, Арясова, 2012]. Наиболее вероятно, что воздействие, вызывающее магматизм сразу на огромной территории размерами тысячи километров, связано с приходом к подошве литосферы гигантского мантийного плюма. Это неоднократно рассматривалось в качестве причины, вызывающей излияние платобазальтов [Richards et al., 1989; Соболев и др., 1991; White, McKenzie, 1989, 1995; Campbell et al., 1989; Campbell, Griffiths, 1990; Griffiths, Campbell, 1991; Basu et al., 1995; Gibson et al., 1995, 2006; Ernst et al., 1996; Turner et al., 1996; Рябчиков, 2003; Ernst, 2007; Torsvik et al., 2006; Dobretsov et al., 2008], карбонатитов [Bell, Tilton, 2001, 2002; Сафонов, Перчук, 2009; Kogarko et al., 2010; Ernst, Bell, 2010] и кимберлитов [Crough et al., 1980; Morgan, 1983; England, Howsemann, 1984; Smith et al., 1985; Heaman, Kjarsgaard, 2000; Агашев и др., 2000; Becker, le Roex, 2006; Heaman et al., 2003, 2004; Костровицкий и др., 2007; Сафонов, Перчук, 2009; Torsvik et al., 2010].

С приближением к литосфере восходящее движение плюма сменяется латеральным растеканием и формируется "голова" радиусом порядка 1000 км [White, McKenzie, 1989]. Растекаясь латерально, она, по-видимому, следует рельефу подошвы литосферы, на что указывает корреляция составов магм, генерируемых одним и тем же плюмом, с тектоническим фоном, на котором они изливаются [Белов и др., 2008; Chalapathi Rao, Lehman, 2011; Хазан, Арясова, 2012].

Магматизм под влиянием растекающейся "головы" мантийного плюма можно трактовать как природный эксперимент по плавлению в условиях подошвы литосферы. В частности, жидкости кимберлитового состава возникают только при взаимодействии плюма с мощной лито-

сферой кратонов (вероятно, с участием флюидов и тепла, поступающих из плюма), согласно лабораторным экспериментам по плавлению в системе CMAS-CO<sub>2</sub> [Gudfinnsson, Presnall, 2005], которые показали, что кимберлиты выплавляются при давлении более 5—6 ГПа.

Как обсуждается в работе [Хазан, Арясова, 2012], из того, что мощная литосфера является необходимым условием генерации расплавов кимберлитового состава, неизбежно следует ассоциация кимберлитового магматизма с древними (архейскими или раннепротерозойскими) структурами просто потому, что из-за уменьшения потенциальной температуры  $T_p$  конвектирующей мантии, начиная с архея [Herzberg et al., 2010], деплетированная литосфера "кратонной" мощности (более 130—150 км) не могла возникнуть в постархейское время. Таким образом, уменьшение  $T_p$  после того, как она достигла максимума в архее [Herzberg et al., 2010], и является физической причиной справедливости "правила Клиффорда" [Арясова, Хазан, 2012].

Ниже приведены результаты одноклинопироксеновой термобарометрии [Nimis, Taylor, 2000] ксенолитов/ксенокристов из 39 кимберлитов Евразии, Африки и Северной Америки. Для каждого из кимберлитов определено давление  $P_{\max}$ , при котором последний раз термализовался наиболее глубокий ксенолит, и тепловой поток  $q$  на поверхности, характеризующий геотерму из однопараметрического семейства HC11 [Hasterok, Charman, 2011], наилучшим образом аппроксимирующую результаты термобарометрии. Сопоставление наблюдаемых значений ( $P_{\max}$ ,  $q$ ) с независимо определенным положением глубины, до которой распространены деплетированные перидотиты с высоким отношением Cr/Al [Grütter, 2009], показало, что в 37 случаях из 39 наиболее глубокий ксенолит, а значит, и все остальные, был захвачен в пределах деплетированной области, т. е. мантийные плюмы достигают ее границы.

В настоящей статье обсуждаются физические механизмы, определяющие положение границы между областями с кондуктивным и конвективным теплопереносом в мантии, которые будем называть литосферой и астеносферой соответственно. Под мощностью литосферы далее понимается глубина ее подошвы, и мы будем называть литосферу деплетированной, если литосферно-астеносферная граница (ЛАГ) совпадает с подошвой деплетированного слоя. С точки зрения геодинамики ключевой особенностью деплетированных пород является их по-

ниженная плотность (например, [Schutt, Leshner, 2006]), препятствующая вовлечению деплетированной области в конвективное перемешивание. В статье показано, что при мощности деплетированного слоя более 100 км мантийная конвекция достигает его подошвы в течение всей постархейской истории Земли. Это объясняет результаты термобарометрии и согласуется с гибридным характером состава кимберлитов, который указывает на их происхождение из деплетированной литосферы, метасоматизированной флюидами, поступающими из глу-

бинной мантии (например, [Mitchell, 1995]). Модель предсказывает также, что мантийная конвекция должна вызывать в низах деплетированной литосферы горизонтальные сдвиговые деформации, которые, вероятно, являются причиной возникновения сильнодеформированных пород, из которых захватываются наиболее глубинные ксенолиты со следами значительной сдвиговой деформации (например, [Boullier, Nicolas, 1975; Skemer, Karato, 2008]). Как предположили [Kennedy et al., 2002] эта область представляет собой разломную зону в глубинной ман-

**Референтный тепловой поток и максимальная глубина ксенолитов кимберлитов**

Но- мер	Полерегион	Кимберлит	Возраст, млн лет	$q$ , мВт/м <sup>2</sup>	$P_{\max}$ , ГПа	Источник
1	Алакит	Айхал	367—344	35,5 ± 1,3	6,8	[Ashchepkov et al., 2010]
2		Комсомольская	367—344	34,6 ± 1,3	6,7	То же
3		Юбилейная	367—344	36,1 ± 1,4	5,8	-«-
4	Алдан	Алданская		33,1 ± 0,4	3,6	-«-
5		Огонек		33,5 ± 1,0	3,7	-«-
6	Анабар	Хардах		34,3 ± 0,9	4,9	-«-
7	Attawipiskat	Kyle Lake	1100 ± 40	39,7 ± 0,5	5,6	[Sage, 2000]
8		Victor 1	Ранняя юра	38,2 ± 0,5	5,4	То же
9		X-Ray;	Ранняя юра	38,7 ± 0,8	5,1	-«-
10	Australia	Argyle	~ 1180	39 ± 0,8	6,0	[Luguet et al., 2009]
11	Далдын	Удачная	347	36,8 ± 1,2	7,5	[Ashchepkov et al., 2010] [Boyd et al., 1997]
12		Загадочная		35,3 ± 1,1	4,0	[Nimis et al., 2009]
13	SW Greenland		604—555	37,7 ± 1,2	6,0	[Sand et al., 2009]
14	Каарваал	Bultfontein	84—78	37,8 ± 1,2	5,1	[Grégoire et al., 2003], [Simon et al., 2007]
15		Jagersfontein	85,6 ± 1	35,6 ± 0,6	5,8	[Grégoire et al., 2003], [Burgess, Harte, 2004]
16		N. Lesotho, Monastery	Мел 88 ± 4	38,1 ± 1,0	4,5	[Grégoire et al., 2003], [Simon et al., 2003]
17		Premier	1180	41,5 ± 0,4	5,5	[Viljoen et al., 2009]
18		Finsch	118,4 ± 2,2	38,9 ± 0,6	5,5	[Gibson et al., 2008]; [Lazarov et al., 2009]
19	Карельский кратон	Kaavi-Kuopio	626—589	38,0 ± 1,2	6,0	[Lehtonen et al., 2004]
20	Малоботуо- бинское поле	Дачная		34,5 ± 1,4	4,4	[Ashchepkov et al., 2010]

тии, вдоль которой от астеносферного течения к подошве литосферы передаются усилия, приводящие к движению литосферных плит.

**1. Максимальная глубина ксенолитов, выносимых кимберлитами, и тепловое состояние литосферы. 1.1. Термобарометрия ксенолитов кимберлитов.** Чтобы выяснить, существует ли связь между состоянием литосферы и глубиной источников кимберлитов, мы для 39 кимберлитов, перечисленных в таблице, определили мантийную геотерму в эпоху кимберлитообразования и глубину, на которой послед-

ний раз термализовался наиболее глубокий ксенолит из попавших в выборку.

Для сопоставимости результатов все определения равновесных температур и давлений выполнялись с помощью одного и того же одноклинопироксенового термобарометра NT00 [Nimis, Taylor, 2000]. Этот термобарометр применим к широкому спектру составов гранатовых перидотитов и позволяет выполнять термобарометрические определения по одиночным зернам ксенокристов клинопироксена из разрушенных ксенолитов. Для таких одиночных зе-

Окончание табл.

Номер	Полерегион	Кимберлит	Возраст, млн лет	$q$ , мВт/м <sup>2</sup>	$P_{\max}$ , ГПа	Источник
21		Деймос		$37,3 \pm 0,8$	4,5	[Ashchepkov et al., 2010]
22		Мир	360	$35,5 \pm 1,0$	4,7	То же
23		Новинка		$35,6 \pm 1,3$	7,5	"-
24	Montana	Homestead	~ 50	$44,5 \pm 1,6$	4,3	[Hearn, 2004]
25		Williams	Средний эоцен	$37,5 \pm 1,5$	5,3	[Hearn et al., 1984]
26	Накын	Нюрбинская	364	$35,2 \pm 1,4$	6,3	[Ashchepkov et al., 2010]
27	SA off-craton	East Griqualand	~ 150	$38,7 \pm 0,8$	4,6	[Janney et al., 2010]
28		Eastern Namaqualand	143—74	$39,9 \pm 1,8$	5,1	[Janney et al., 2010]
29		Louwrensia	70	$39,5 \pm 1,1$	4,3	[Boyd et al., 2004]
30	Slave	Diavik A154S	$55,7 \pm 1,2$	$36,7 \pm 1,1$	5,9	[Pearson et al., 1999]; [Aulbach et al., 2007]; [van Achterbergh et al., 2004]
31		Ekati	53—47,5	$35,6 \pm 0,6$	6,2	[Menzies et al., 2004]
32		Gahcho Kue	542	$35,5 \pm 1,0$	6,4	[Grütter, 2009]
33		Jericho	$172 \pm 2$	$36,1 \pm 1,4$	5,8	[Kopylova et al., 1999]
34		Kirkland Lake	156	$37,1 \pm 0,9$	5,2	[Grütter, 2009]
35	Somerset Isl.	Nikos	103—94	$38,6 \pm 1,2$	4,5	[Schmidberger, Francis, 1999]
36		Нам		$43,1 \pm 0,6$	4,5	[Jago, Mitchell, 1987]
37	Верхняя Муна	Комсомольская-Магнитная		$36,7 \pm 0,7$	6,5	[Ashchepkov et al., 2010]
38	Zimbabwe	Murova, Sese	Sese: $538 \pm 11$	$41,4 \pm 0,9$	4,7	[Smith et al., 2009]
39	Золотица	Архангельская	380—360	$35,0 \pm 1,1$	5,5	[Lehtonen et al., 2004]

рен не известно минеральное окружение, с которым они находились в равновесии. Поэтому для получения надежных результатов необходимо использовать процедуры скрининга, позволяющие, в частности, отобрать анализы, выполненные на зернах клинопироксена, входивших в состав гранатовых лерцолитов, поскольку для успешного применения термобарометра NT00 необходимо, чтобы клинопироксен находился в равновесии как с ортопироксеном, так и с гранатом. В настоящей статье используются процедуры скрининга, предложенные [Nimis, Taylor, 2000] (см. также [Grütter, 2009]). Программное обеспечение, использовавшееся для термобарометрических расчетов, проверено на тестовом примере [Nimis, Taylor, 2000; Grütter, 2009].

Результаты термобарометрии для всех кимберлитовых проявлений из таблицы показаны на рис. А1—А5 в Приложении.

**1. 2. Параметризация кондуктивных геотерм в литосфере.** Результаты термобарометрии удобно представлять относительно некоторой системы геотерм. В настоящей статье используется однопараметрическое семейство геотерм HC 11, предложенное [Hasterok, 2010; Hasterok, Charman, 2011], которые модернизировали модель PC 77 [Pollack, Charman, 1977]. Геотермы HC 11 представляют собой стационарные решения уравнения теплопроводности с заданной температурой и тепловым потоком  $q$  на поверхности. Абсолютная величина этого потока служит параметром семейства. Достоинством параметризации HC 11 является то, что результаты термобарометрии, как правило, ложатся вдоль геотерм, а не пересекают их, что придает ясный физический смысл определениям мантийной геотермы по данным термобарометрии.

Геотермы HC 11 рассчитываются для определенной структуры коры и литосферы (мощность верхней коры 16 км, полная мощность коры 39 км) и распределения источников тепла (мощность теплогенерации в верхней коре обеспечивает 26 % потока тепла, в нижней коре и мантии мощность теплогенерации 0,4 и 0,02 мВт/м<sup>3</sup> соответственно). Поскольку в реальных условиях мощность теплогенерации может отличаться от задаваемой, то тепловой поток на поверхности является модельным, и мы будем его называть референтным тепловым потоком (РТП). Заметим, что выбор конкретной параметризации не играет существенной роли в теории.

**1. 3. Оценка РТП и  $P_{\max}$ .** Для каждого кимберлитового проявления можно выбрать гео-

терму, которая обеспечивает наименьшее среднеквадратичное отклонение от результатов термобарометрии. Если в результате термобарометрических расчетов известно  $N$  значений температур  $T_k$  и давлений  $P_k$  ( $k = 1, \dots, N$ ), то среднеквадратичное отклонение  $S(q)$  давлений и температур от геотермы  $T = T(P, q)$  (или  $P = P(T, q)$ ), где  $q$  — референтный тепловой поток, определяется следующим образом [Hasterok, Charman, 2011]:

$$S^2(q) = N^{-1} \sum_{k=1}^N \left( \frac{T_k - T(P_k, q)}{\sigma_T} \right)^2 + N^{-1} \sum_{k=1}^N \left( \frac{P_k - P(T_k, q)}{\sigma_P} \right)^2. \quad (1)$$

Здесь  $\sigma_T$  и  $\sigma_P$  — погрешности определения температуры и давления соответственно, основывающиеся на калибровке термобарометра. В настоящей статье использована калибровка [Nimis, Taylor, 2000] ( $\sigma_T = 30$  К и  $\sigma_P = 0,23$  ГПа). Для каждого кимберлитового проявления находилось значение референтного теплового потока  $q$ , при котором достигалось минимальное значение среднеквадратичного отклонения  $S_{\min} = \min(S(q))$ . Статистическая погрешность определения РТП оценивалась как полуширина  $\sigma$  кривой  $S(q)$  на уровне  $2^{1/2} S_{\min}$ . Оценка референтного теплового потока и его статистической погрешности для рассмотренных кимберлитов приведена в таблице и показана на рис. А1—А5 (см. Приложение) как серое поле, ограниченное геотермами с РТП  $q \pm \sigma$ .

Следует сказать, что статистическая погрешность не полностью характеризует неточности, связанные с оценкой РТП. В некоторых случаях из процедуры определения РТП исключались точки, успешно прошедшие процедуру скрининга, но при этом явно выпадающие из общей закономерности. Появление этих точек, возможно, связано с приближенным характером термобарометрических соотношений и/или выходом за пределы области калибровки метода. В некоторых случаях облако точек пересекает геотермы в направлении от меньшего теплового потока к большему или распадается на две-три группы, соответствующие различным РТП. В этих случаях для оценки использовалась часть данных, соответствующая наименьшему значению референтного теплового потока. Точки, исключавшиеся из процедуры определения РТП,



показаны на рис. А1—А5 в Приложении квадратами.

Менее надежным является определение давления  $P_{\max}$  наиболее глубокого ксенолита/ксенокриста. В частности, случайно могут быть захвачены, вынесены на поверхность и/или обнаружены только ксенолиты/ксенокристы, изначально находившиеся вдали от источника. Кроме того, неполная уравнированность минералов ксенолита или аналитическая погрешность может привести к появлению ошибочной точки на  $PT$ -диаграмме, определяющей максимальную глубину. Наконец, давление  $P_{\max}$  может систематически быть меньше глубины источника. Последнее связано с тем, что "всплывающие транспортные кимберлитовые расплавы на поверхность [Spence, Turcotte, 1990; Lister, Kerr, 1991], становятся неустойчивыми только по достижении определенной критической длины  $a_c$ . Эта критическая длина зависит от разности плотностей  $\Delta\rho$  вмещающих пород и расплава, размера  $r$  зоны упругой деформации на кончике трещины и всестороннего давления  $p_{\text{lith}} = \rho g H$ , играющего в мантии роль прочности по отношению к растяжению [Khazan, Fialko, 1995] ( $\rho$  — плотность пород,  $H$  — глубина). Оценить  $a_c$  можно, приравняв напряжение  $K_I / \sqrt{2\pi r}$  на кончике трещины литостатическому давлению ( $K_I / \sqrt{2\pi r}$  — коэффициент интенсивности напряжений растяжения,  $\Delta p$  — избыточное давление в трещине; по порядку величины  $\Delta p \sim \Delta\rho g a_c$ ):

$$a_c = 2^{1/3} \left( \frac{\rho}{\Delta\rho} \right)^{2/3} H^{2/3} r^{1/3}. \quad (2)$$

При  $H \sim 200$  км,  $\rho/\Delta\rho = 10 \div 100$  и  $r = 1 \div 10$  мм (размеры зерна)  $a_c = 2 \div 20$  км. Таким образом, первые ксенолиты захватываются на расстоянии более 2—20 км от места зарождения трещины. Кроме того, в момент страгивания "плавучесть" трещины равна нулю. Она возрастает из-за роста трещины и увеличения разности плотностей твердых пород и расплава (сжимаемость расплава выше, чем вмещающих пород), но трещина должна пройти некоторое расстояние, прежде чем скорость течения расплава в ней достигнет значений около 1 м/с, достаточных для транспортировки ксенолитов сантиметрового размера (при  $\Delta\rho/\rho \sim 0,1$  и вязкости расплава порядка 0,1 Па · с).

Несмотря на то, что точность определения РТП и, в особенности,  $P_{\max}$  не очень велика,

только эти величины дают непосредственную информацию о тепловом состоянии литосферы в эпоху кимберлитового магматизма и глубине, на которой располагается его источник.

Отметим также, что при литостатическом давлении около 4,5—5 ГПа скачкообразно уменьшается растворимость  $\text{CO}_2$  в кимберлитовом расплаве [Рябчиков, Гирнис, 2005]. Вследствие этого плотность последнего резко падает и, по видимому, после этого скорость дайки, транспортирующей кимберлитовый расплав, достигает значений более 10 м/с, фиксируемых по наблюдениям растворения ксенокристов граната в кимберлитах [Canil, Fedortchouk, 1999] и диффузионной потери аргона зернами флогопита [Kelley, Wartho, 2000]. В рассмотренной выборке практически отсутствуют кимберлитовые проявления с максимальной глубиной ксенолитов, меньшей 4,5—5 ГПа. Это является серьезным аргументом в пользу того, что доставка кимберлитов на поверхность происходит во "всплывающих дайках", как предположили [Spence, Turcotte, 1990; Lister, Kerr, 1991].

**1. 4. Результаты термобарометрии: связь между тепловым состоянием литосферы и глубиной источников кимберлитового магматизма.** Как обсуждалось в предыдущем разделе, значения глубины наиболее глубокого ксенолита подвержены влиянию случайных факторов. Поэтому реальный физический смысл может иметь только огибающая наблюдаемых данных. Точки на рис. 1, за некоторыми исключениями, образуют плотное облако с довольно четко выраженными верхней и нижней границами.

Глубина, на которой захватывается первый ксенолит, отмечает нижнюю границу "алмазного окна" для определенного кимберлита. С увеличением РТП, т. е. прогретости литосферы, нижняя граница "алмазного окна" поднимается. При этом его верхняя граница (переход графит/алмаз) понижается и ширина "алмазного окна" уменьшается от примерно 3 ГПа (около 100 км) при РТП 35 мВт/м<sup>2</sup> до нуля при РТП около 41 мВт/м<sup>2</sup> (см. рис. 1).

Барометр P38, калиброванный согласно [Grütter et al., 2006], использует данные  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ —CaO для ксенокристов граната в кимберлитах и позволяет определить максимальную глубину распространения в мантии деплетированных перидотитов с высоким отношением Cr/Al. С помощью этого барометра Грюттер [Grütter, 2009] оценил положение границы деплетированной литосферы для более 50 кимберлитовых прояв-

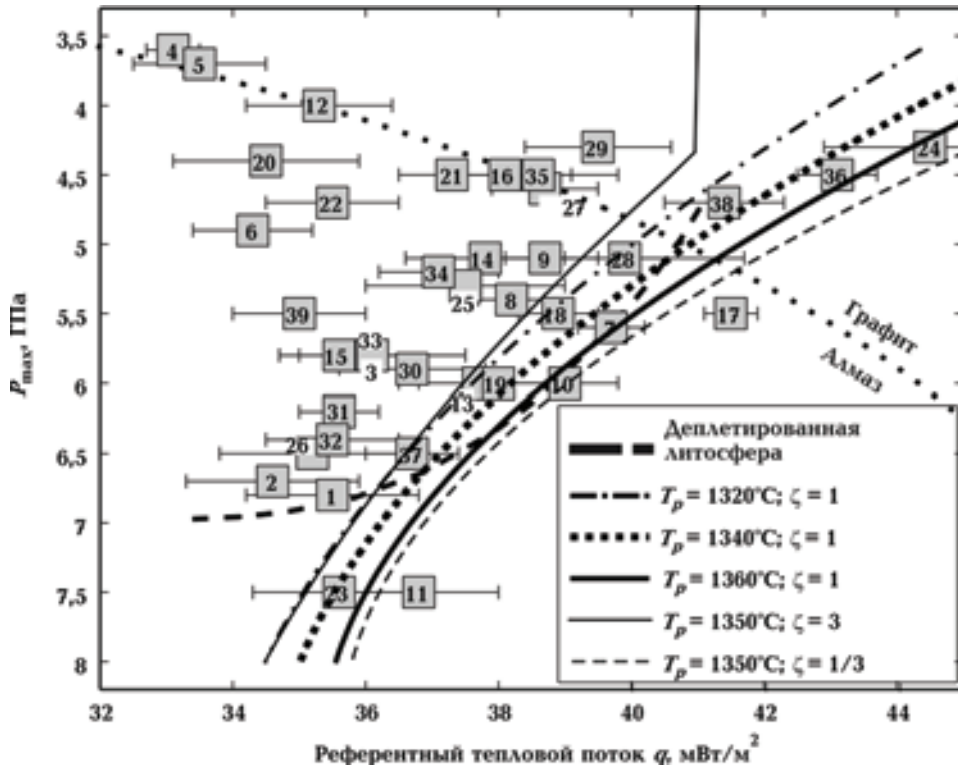


Рис. 1. Равновесное давление  $P_{\max}$  для наиболее глубокого ксенолита и референтный тепловой поток  $q$  (со статистическими погрешностями) для 39 кимберлитов, перечисленных в таблице (числа внутри символов соответствуют нумерации в таблице). Жирная штриховая линия — граница деплетированной литосферы ([Grütter, 2009] с изменениями (см. текст)). Остальные линии показывают зависимость РТП от мощности деплетированного слоя  $H_{\text{депл}}$ , которая показана на правой оси ординат как литостатическое давление на подошве слоя.

лений и сопоставил эти результаты с оценками референтного теплового потока [Grütter, 2009, табл. 2, рис. 9]. Оценки РТП [Grütter, 2009] относятся к системе геотерм РС77 и требуют корректировки для использования вместе с геотермами НС11. Прямым сопоставлением геотерм РС77 и НС11 в диапазоне давлений 3,5—4,5 ГПа, к которому относятся эти значения РТП, можно приближенно оценить, что поправки к РТП варьируют от  $-0,5$  до  $-2$  мВт/м<sup>2</sup> в интервале РТП от 35 до 45 мВт/м<sup>2</sup>. Штриховая линия на рис. 1 — огибающая откорректированных таким образом данных [Grütter, 2009].

Огибающая данных в настоящей статье практически совпадает с огибающей [Grütter, 2009]. За исключением двух сибирских кимберлитов (Удачная, поле Далдын, и Новинка, Малоботубинское поле), все исследованные кимберлиты захватили наиболее глубокие ксенолиты (из числа попавших в выборку) в пределах деплетированной литосферы. Это означает, что ким-

берлиты в большинстве случаев генерируются мантийным плюмом, который достиг границы деплетированной области, но не смог проникнуть выше из-за недостатка плавучести. В согласии с общепринятой точкой зрения, состав этих кимберлитов должен нести следы формирования в метасоматизированной деплетированной мантии.

Особенность исследованных кимберлитовых проявлений — выраженная верхняя граница области, в которой кимберлиты захватывают первые (наиболее глубокие) ксенолиты: для 36 кимберлитов из 39  $P_{\max} \geq 4,5$  ГПа. Это может быть проявлением резкого падения растворимости  $\text{CO}_2$  на глубине 4,5—5 ГПа [Рябчиков, Гирнис, 2005], которое сопровождается скачкообразным уменьшением плотности расплава, т. е. увеличением его плавучести и соответственно увеличением скорости распространения транслитосферной дайки, транспортирующей расплав.

**2. Качественные сценарии остановки мантийного плюма.** Приближенной моделью восходящего движения плюма можно считать всплытие жидкой капли в более вязкой среде. Скорость всплытия в первом приближении определяется размерами плюма, разностью плотностей между ним и окружающей средой и вязкостью последней (см., например, решение Рыбчинского [Ландау, Лифшиц, 1986]). Подчеркнем, что если плавучесть плюма связана с его перегревом относительно окружающей среды, то вязкость материала плюма мала по сравнению с вязкостью мантии. Вследствие этого перемещение плюма контролируется деформационным течением мантии и вязкость вещества плюма не входит в число основных определяющих параметров задачи. Эта ситуация аналогична просачиванию маловязкой жидкости сквозь очень вязкую пористую матрицу, когда время сегрегации не зависит от вязкости перколирующей жидкости [Khazan, 2010; Хазан, Арясова, 2011].

Размеры плюма можно считать малыми по сравнению с мантийными масштабами. Поэтому вдали от границ мантии плюм всплывает, приближенно сохраняя форму. Характер его движения изменяется при приближении к пограничному слою между конвективной и кондуктивной областями мантии, где восходящее течение сменяется латеральным растеканием. Температура и вязкость в пограничном слое существенно изменяются на расстояниях порядка его мощности (десятки километров [Solomatov, Moresi, 2000]), которые меньше или порядка размера плюма (сотни километров); сохранение сфероидальной формы становится невозможным, и плюм приобретает грибообразную форму.

Возможны два сценария остановки плюма.

1. Остановка происходит по достижении деплетированной литосферы из-за того, что разуплотнение материала плюма, связанное с его перегревом, не компенсирует понижение плотности вследствие деплетирования. Действительно, при перегреве литосферы  $\Delta T = 200 \div 300$  К [Herzberg et al., 2007] относительное разуплотнение составляет  $\Delta\rho/\rho = \alpha\Delta T = 0,6 \div 1,2$  %, где  $\alpha = (3-4) \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$  [Schutt, Leshner, 2006] — коэффициент теплового расширения. В то же время, понижение плотности вследствие деплетирования, вызванного удалением расплава при плавлении степени 20 %, составляет 0,6—0,9 % [Schutt, Leshner, 2006]. Таким образом, относительно деплетированной литосферы плавучесть плюма нулевая или даже отрицательная, если

принять во внимание, что гарцбургитовый остаток выплавления базальтовой коры, входящий в состав кратонной деплетированной литосферы, образовался в архее/раннем протерозое, когда степень плавления достигала или превышала 30 % и сопровождалась более глубоким деплетированием, чем это следует из экспериментов [Schutt, Leshner, 2006].

2. Кондуктивная область литосферы простирается глубже деплетированной области. Состав пород в низах литосферы и пограничном слое не отличается от состава конвектирующей мантии, так что плавучесть плюма относительно литосферы выше, чем относительно астеносферы. Однако разуплотнение является линейной функцией температуры, в то время как эффективная вязкость с уменьшением температуры в пограничном слое возрастает экспоненциально (согласно уравнению Аррениуса (например, [Hirth, Kohlstedt, 2003])). Из-за этого латеральное растекание становится предпочтительнее восходящего движения, несмотря на увеличение разности температур.

Какой из этих сценариев реализуется, зависит от мощности деплетированной литосферы и потенциальной температуры конвектирующей мантии. В следующем разделе это показано на примере установившейся мантийной конвекции.

**3. Реологический подслоя и положение подошвы литосферы.** Эффективная вязкость горных пород быстро, согласно уравнению Аррениуса, убывает с температурой. Под действием напряжений, вызывающих заметные деформации в сублитосферной верхней мантии (астеносфере), скорость деформации литосферы близка к нулю. Как следствие, деформация (течение) концентрируется в сублитосферной мантии, и эта область оказывается вовлеченной в конвективное перемешивание, поддерживающее существование почти изотермического ядра во внутренней части конвектирующего объема.

Переход от литосферы к астеносфере происходит в пределах так называемого реологического подслоя, в котором эффективная вязкость быстро уменьшается, а скорость деформации возрастает от нуля на его верхней границе, т. е. подошве литосферы, до значений, характерных для конвектирующей мантии, на его нижней границе. Одновременно градиент температуры уменьшается от литосферных значений до близкого к нулю градиента температуры в изотермическом ядре.



Реологический подслои полностью или частично находится в астеносфере. Будем считать, что механизмом деформации в рассматриваемой области является диффузионная ползучесть. Это упрощает сложную реологию пород в окрестности литосферно-астеносферной границы (например, [Karato, 2008]), но позволяет не вычислять в явном виде напряжения и вместо динамической задачи рассмотреть задачу об устойчивости пограничного слоя. Некоторым оправданием сделанного упрощения является наблюдение в континентальной мантии на глубинах 200—250 км разрыва Лемана, который, как предположил Карато [Karato, 1992], связан с переходом от дислокационного крипа как механизма деформирования в литосфере к диффузионной ползучести в астеносфере.

В режиме диффузионной ползучести зависимость эффективной вязкости горных пород (оливина) от температуры и давления описывается уравнением Аррениуса [Hirth, Kohlstedt, 2003]:

$$\eta(T, P) = A \exp\left(\frac{E_a + PV_a}{RT}\right), \quad (3)$$

где  $E_a$ ,  $V_a$  — энергия и объем активации диф-

фузии,  $R$  — универсальная газовая постоянная. Для влажных пород  $E_a = 335 \pm 75$  кДж/моль,  $V_a = 4$  см<sup>3</sup>/моль [Hirth, Kohlstedt, 2003]. Предэкспоненциальный множитель зависит от размера зерна  $d$  и содержания воды  $C_{OH}$ :  $A = A_0 b$ , где  $A_0 = 2,7 \cdot 10^7$  Па · с относится к "стандартным" значениям  $d_0 = 3$  мм,  $C_{OH,0} = 1000\text{H}/10^6 \text{Si}$ , а  $b = (d/d_0)^3 (C_{OH,0}/C_{OH})$ .

Конвективные течения частично захватывают реологический подслои, но не проникают в литосферу. Схематически это иллюстрирует рис. 2, на котором показано взаимное расположение деплетированной области, конвектирующей мантии и реологического подслоя, верхняя граница которого является одновременно и литосферно-астеносферной границей.

Характерное время тепловой релаксации литосферы  $\tau_L = L^2/\kappa^2$  порядка 150 млн лет ( $L \sim 200$  км — мощность литосферы,  $\kappa = 10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с — температуропроводность), а характерное время установления мантийной конвекции порядка 30—100 млн лет при мощности области, охваченной конвекцией,  $D \sim 3000$  км и скорости течения приблизительно 3—10 см/год. Таким образом, на интервалах времени порядка миллиардов лет конвекцию можно считать установившейся, а

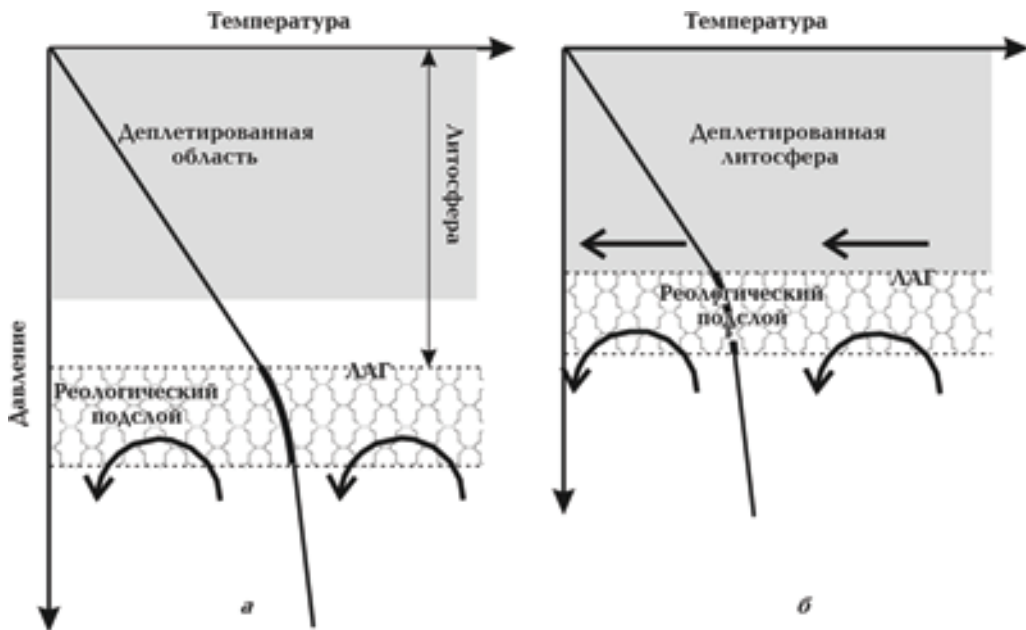


Рис. 2. Схема, иллюстрирующая расположение реологического подслоя, деплетированной области и астеносферно-литосферной границы (ЛАГ): *a* — реологический подслои располагается глубже деплетированной области, *б* — на границе деплетированной литосферы. Сплошная линия — мантийная геотерма. Участок перехода от кондуктивному теплопереносу к конвективному показан более жирной кривой. Схематически показаны конвективные движения, частично проникающие в реологический подслои. Горизонтальными стрелками условно показаны течения в деплетированной литосфере, вызываемые взаимодействием с астеносферой.

тепловую структуру литосферы и реологического подслоя — квазистационарной.

Мантийная конвекция характеризуется высокими значениями числа Рэлея, значительно превышающими критическое значение  $Ra_c \sim 10^3$ . При  $Ra \gg Ra_c$  внутри конвектирующей области формируется изотермическое ядро, а на ее границах — тонкие пограничные слои (например, [Turcotte, Oxburg, 1967; Jarvis, Peltier, 1982]). При установившейся конвекции пограничные слои находятся на пределе устойчивости и, если известно критическое число Рэлея, толщину погранслоя  $\delta$  можно оценить из уравнения  $Ra(\delta) = Ra_c$ , где  $Ra(\delta)$  — число Рэлея для пограничного слоя [Turcotte, Oxburg, 1967; Jarvis, Peltier, 1982]. Существенно, что эта оценка является локальной, т.е. для оценки параметров погранслоя не требуется иметь полную информацию об области конвекции (например,  $Ra(\delta)$  и, следовательно, толщина пограничного слоя не зависит от мощности области, охваченной конвекцией).

В случае сильной зависимости вязкости от температуры на пределе устойчивости находится не весь пограничный слой (в случае мантийной конвекции пограничный слой — это, строго говоря, вся надстеносферная область), а только реологический подслей, т.е. наиболее горячая часть пограничного слоя [Stengel et al., 1982; Solomatov 1995; Korenaga, 2009].

**3.1. Литосферно-астеносферная граница в отсутствие деплетированного слоя.** Предположим, что деплетированный слой, в который конвекция не проникает, отсутствует. Пусть распределение температуры  $T(P, q)$  в литосфере соответствует геотерме НС11 с РТП, равной  $q$ , а мантийная конвекция характеризуется адиабатическим распределением температуры с потенциальной температурой  $T_p$ :

$$T_{ad}(z) = T_p \exp(\alpha g z / c), \quad (4)$$

где  $z$  — глубина,  $c$  — удельная теплоемкость,  $g$  — ускорение силы тяжести (в данном равенстве предполагается постоянство  $\alpha$  и  $c$ ).

Пусть теперь адиабата (4) пересекает геотерму  $T(P, q)$  на глубине  $z_i$ , где давление и температура равны  $P_i$  и  $T_i$  соответственно. Для подслоя, лежащего в интервале глубин от  $z < z_i$  до  $z_i$ , число Рэлея можно определить обычным образом, введя осредненные по подслою значения вязкости [Stengel et al., 1982; Solomatov 1995; Korenaga, 2009]:

$$Ra(z, z_i) = \frac{\alpha g \rho (T_i - T(P(z), q)) (z_i - z)^3}{\kappa \eta_{av}(z, z_i)}, \quad (5)$$

где  $\kappa$  — температуропроводность,  $\eta_{av}(z, z_i)$  — логарифмическое среднее вязкостей, рассчитанных на глубинах  $z$  и  $z_i$  [Korenaga, 2009]. В уравнении (5) мы пренебрегли медленным изменением всех теплофизических параметров по сравнению с быстрым изменением вязкости.

Из всех подслоев на границе конвектирующей мантии и литосферы наиболее неустойчивым является подслей, число Рэлея которого максимально:

$$Ra_{max}(q, T_p) = \max_z Ra(z, z_i). \quad (6)$$

При установившейся конвекции реализуется конфигурация, в которой реологический подслей находится на пределе устойчивости, т.е. число Рэлея принимает критическое значение (рис. 3, а):

$$Ra_{max}(T_p, q) = Ra_c. \quad (7)$$

При численном решении уравнение (7) записывалось в виде

$$Ra_{0max}(T_p, q) = \zeta(d, C_{OH}, Ra_c) Ra_{0c}, \quad (8)$$

где  $Ra_{0c} = 450$  [Korenaga, 2009],  $Ra_{0max}$  рассчитывается при значении вязкости, соответствующем "стандартным" значениям  $d = d_0$ ,  $C_{OH} = C_{OH,0}$  (т.е. при  $b = 1$ ),

$$\zeta(d, C_{OH}, Ra_c) = b \frac{Ra_c}{Ra_{0c}}. \quad (9)$$

Уравнение (7) можно решить относительно РТП

$$q = q(T_p), \quad (10)$$

т.е. при установившейся конвекции тепловая структура литосферы перестраивается при изменении потенциальной температуры конвектирующей мантии. При этом изменяется референтный тепловой поток, т.е. литосферная геотерма и положение верхней границы наиболее неустойчивого подслоя. Последнюю можно отождествить с подошвой литосферы и найти, решая уравнения (5)–(7).

Описанная процедура выделения подслоя, находящегося на границе устойчивости, иллюстрируется рис. 3, а. На этом рисунке показана

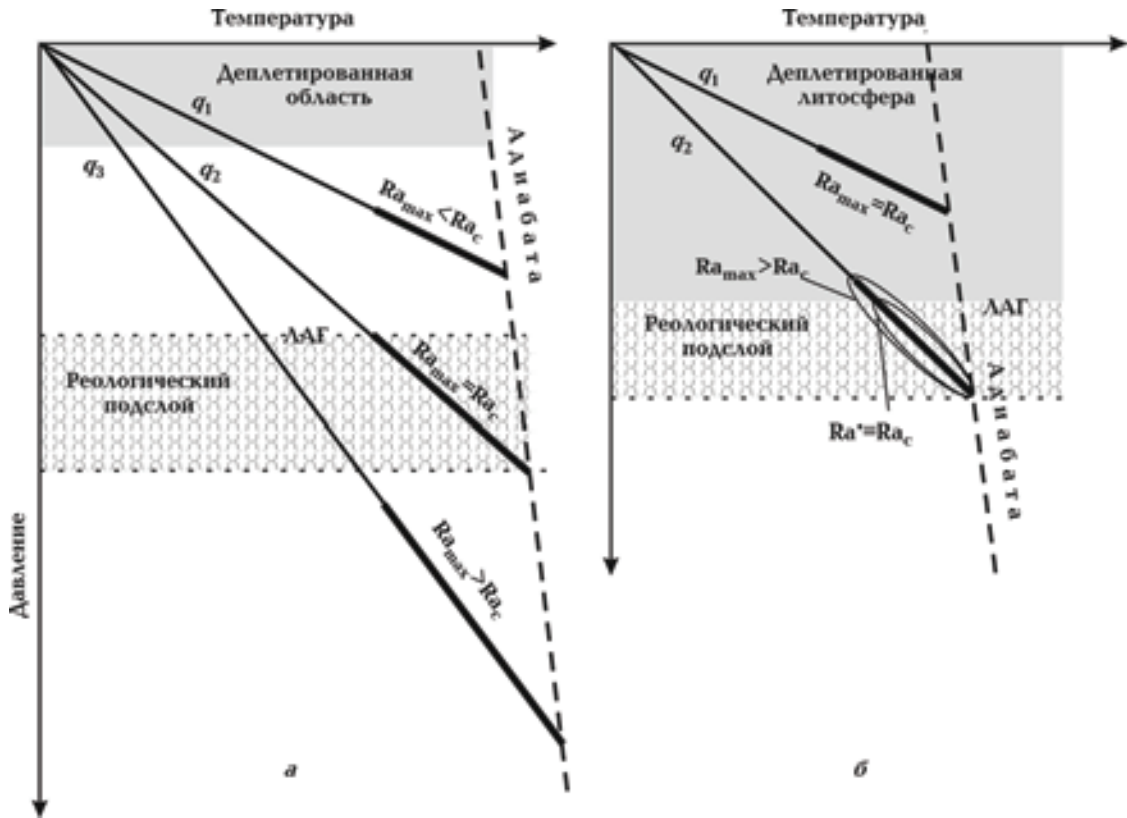


Рис. 3. Схема, иллюстрирующая определение реологического подслоя, находящегося на пределе устойчивости: *a* — деплетированный слой отсутствует или реологический подслон лежит глубже деплетированной области (см. рис. 2, *a*), *б* — верхняя граница реологического подслоя, для которой  $Ra_{\max}(q_1, T_p) = Ra_c$  попадает внутрь деплетированной литосферы. Сплошные линии — кондуктивные геотермы. Штриховая линия — мантийная адиабата. Участки геотерм, по которым рассчитывалось  $Ra_{\max}$  (см. текст), показаны более жирными отрезками.

ны три геотермы с РТП  $q_1 > q_2 > q_3$ . Для геотермы с референтным тепловым потоком  $q_2$   $Ra_{\max}(q_2, T_p) = Ra_c$ . Принимаем, что именно это значение РТП реализуется при установившейся конвекции. Для геотермы с РТП  $q_1 > q_2$  формально рассчитанное число Рэлея  $Ra_{\max}(q_1, T_p) < Ra_c$ , так что реологический подслон устойчив. Иначе говоря, для геотермы  $q_1$  кондуктивный теплоотвод больше, чем для геотермы  $q_2$ , а конвективный поток тепла меньше, поэтому при установившейся конвекции такая конфигурация невозможна. Наоборот, для геотермы  $q_3 < q_2$   $Ra_{\max}(q_3, T_p) > Ra_c$ , т. е. конвективный поток тепла выше, а кондуктивный теплоотвод меньше, чем для геотермы  $q_2$ , и литосфера будет нагреваться, пока не достигнет равновесного состояния, при котором реологический подслон находится на пределе устойчивости.

**3. Взаимодействие мантийной конвекции с деплетированной литосферой.** Будем считать, что запас плавучести, которым облада-

ет вещество конвектирующей мантии относительно литосферы, не достаточен для проникновения в деплетированную литосферу. Если мощность литосферы, формально рассчитанная в соответствии с процедурой, описанной в предыдущем разделе, больше суммарной мощности коры и деплетированной области, то существование последней не сказывается на глубине подошвы литосферы (см. рис. 3, *a*).

Особый, но практически важный случай показан на рис. 3, *б*. Здесь число Рэлея  $Ra_{\max}$  принимает критическое значение  $Ra_c$  для геотермы  $q_1$ , для которой формально определенный реологический подслон частично или полностью располагается внутри деплетированной области. Подобная конфигурация невозможна при установившейся конвекции, поскольку по крайней мере часть реологического подслоя недоступна для конвекции и конвективная доставка тепла не компенсирует кондуктивной теплоотдачи. Если такая ситуация возникла вслед-

стве уменьшения потенциальной температуры мантии или возникновения деплетированного слоя, то литосфера будет остывать, пока не сформируется подслой, для которого формально рассчитанное  $Ra_{\max}$  больше  $Ra_c$  (соответствующий участок на рис. 3, б обведен большим эллипсом), но для его части, полностью лежащей глубже деплетированной области (обведена меньшим эллипсом), число Рэлея  $Ra^*$  равно критическому. Именно этот участок находится на пороге устойчивости, а его верхняя граница, совпадающая с подошвой деплетированного слоя, является нижней границей литосферы. Таким образом, в литосфере устанавливается распределение температуры, зависящее от мощности деплетированного слоя, причем чем больше мощность литосферы, тем она холоднее.

Важной особенностью описанной ситуации является то, что помимо неустойчивой части реологического подслоя, участвующей в конвективном перемешивании (показан меньшим эллипсом на рис. 3, б), существует настоящий реологический подслей (отмечен большим эллип-

сом), проникающий в деплетированную литосферу. В верхней части этого подслоя неизбежно возникнет деформационное течение, которое, однако, не может пересекать границу деплетированной области из-за различия плотностей. Вполне вероятно, что именно в этой области формируются породы, подобные коровым милонитам, из которых затем захватываются сильнодеформированные и при этом наиболее глубокие ксенолиты с явными следами флюидальной микроструктуры (например, [Vouillier, Nicolas, 1975; Skemer, Karato, 2008]). Если эта интерпретация верна, то, как предположили [Kennedy et al., 2002], эта область может представлять собой разломную зону в глубинной мантии, вдоль которой происходит взаимодействие астеносферного течения с литосферой, вызывающее перемещение литосферной плиты.

**Обсуждение.** На рис. 4 показано, как зависит референтный тепловой поток  $q$  на поверхности литосферы от потенциальной температуры конвектирующей мантии  $T_p$  и мощности деплетированного слоя (вместе с корой)  $H_{\text{depl}}$ .

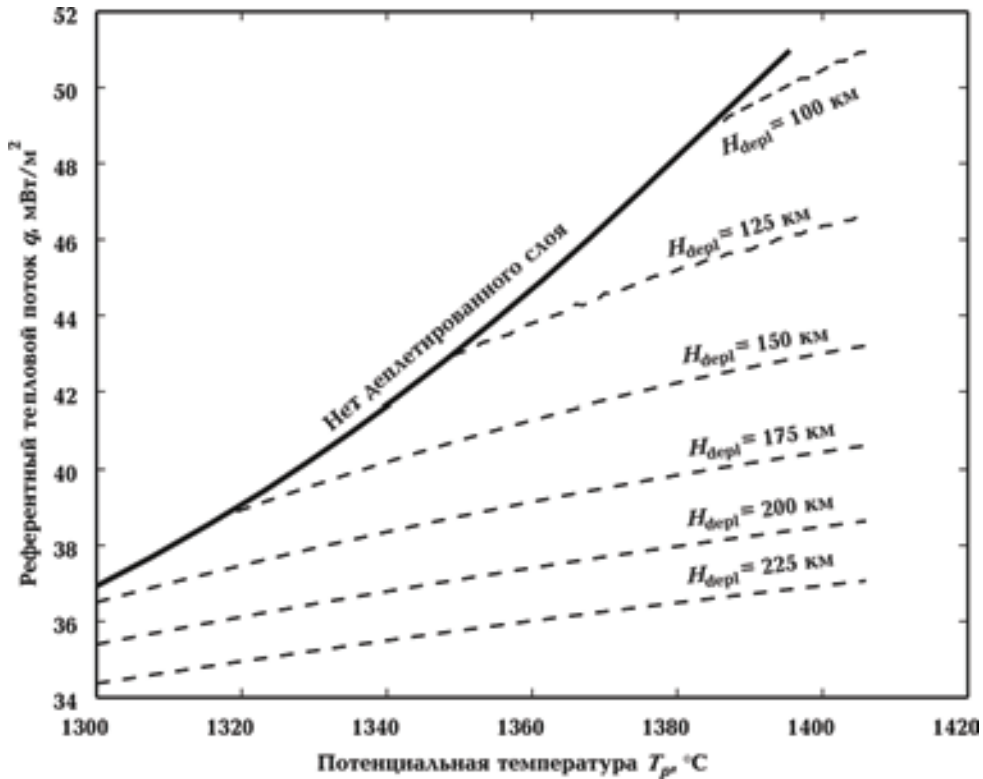


Рис. 4. Зависимость референтного теплового потока  $q$  от потенциальной температуры  $T_p$  и мощности деплетированного слоя  $H_{\text{depl}}$ . Сплошная кривая соответствует случаю отсутствия деплетированной литосферы. Штриховые линии — зависимость  $q(T_p)$  для значений мощности деплетированного слоя (вместе с корой).

При вычислениях размер зерна, содержание воды и критическое число Рэлея принимались равными  $d = d_0$ ,  $C_{OH} = C_{OH, 0}$ ,  $Ra_c = 2Ra_{0c}$ , т. е.  $\zeta = 2$  (см. уравнение (9)).

Сплошной линией показано решение для случая отсутствия деплетированного слоя, когда РТП является однозначной функцией потенциальной температуры.

Штриховые линии — решения  $q(T_p)$  для случая, когда мантийная конвекция достигает деплетированного слоя и подошва последнего является одновременно границей литосферы. В целом РТП и, следовательно, температура литосферы убывают с увеличением  $H_{depl}$  и уменьшением потенциальной температуры. Заметим, что появление деплетированного слоя приводит к заметному охлаждению литосферы. Например, при  $T_p = 1400$  °С и  $H_{depl} = 200$  км в литосфере устанавливается распределение температуры, которое соответствует тепловому потоку на поверхности около  $q = 39$  мВт/м<sup>2</sup> вместо РТП  $q = 52$  мВт/м<sup>2</sup>, который бы установился в отсутствие непроницаемой для конвекции деплетированной литосферы.

При уменьшении  $T_p$  штриховые линии на рис. 4 достигают сплошной и далее обе линии совпадают. Точка "слияния" соответствует отделению реологического подслоя от деплетированной литосферы. При меньших значениях  $T_p$  литосфера, помимо коры и деплетированного слоя, включает слой фертильных пород, что и наблюдается на Карельском кратоне (см. рис. 2, а, 3, а) [Lehtonen et al., 2004]. Поскольку оценки современной потенциальной температуры лежат в пределах от 1315°С [Mather et al., 2011] до 1350 °С [Herzberg et al., 2010], то при мощности деплетированной литосферы (вместе с корой)  $H_{depl} \geq 100$  км мантийная конвекция достигает деплетированной литосферы в течение всей постархейской эволюции Земли. Последнее вполне согласуется с результатами термобарометрии (см. рис. 1), которые вместе с оценками глубины, до которой распространены деплетированные перидотиты [Grütter, 2009], свидетельствуют о том, что большинство кимберлитов захватывают все ксенолиты в пределах деплетированной литосферы.

Термобарометрия ксенолитов кимберлитов позволяет также оценить литосферную геотерму в эпоху извержения кимберлитов. Как видно из рис. 1 и таблицы, для рассмотренной выборки кимберлитов значения референтного теплового потока варьируются более чем на 10 мВт/м<sup>2</sup> и при этом наблюдается явная тенденция умень-

шения глубины наиболее глубокого ксенолита с ростом РТП.

Причиной этой зависимости литосферной геотермы от мощности деплетированного слоя может быть уменьшение температуры литосферы с ростом мощности деплетированного слоя. Как видно из рис. 4, при фиксированной потенциальной температуре РТП убывает с увеличением  $H_{depl}$ . На рис. 1 приведена зависимость  $q(H_{depl})$  (мощность деплетированной литосферы показана на правой оси ординат как давление на ее подошве) для трех значений современной потенциальной температуры — 1320, 1340, 1360 °С и  $\zeta = 1$ . Чтобы проиллюстрировать, как влияет на эти решения неопределенность параметров (размера зерна, содержания воды и критического числа Рэлея), на рис. 1 показаны также два решения при  $T_p = 1350$  °С и  $\zeta = 1/3$  и 3. Вертикальные участки кривых соответствуют случаю, когда реологический подслой отделился от деплетированного слоя (на рис. 4 это соответствует участкам, где штриховые линии совпадают со сплошной) и РТП не зависит от  $H_{depl}$ .

Численные решения, показанные на рис. 1, хорошо согласуются с результатами термобарометрии, свидетельствуя о том, что зависимость РТП от мощности литосферы может быть основным механизмом, определяющим вариации наблюдаемых литосферных геотерм в стабильных регионах, и указывая на существование прямого контакта реологического подслоя с литосферой. Это еще раз подтверждает, что в течение всей постархейской истории мантийная конвекция достигала подошвы деплетированной литосферы кратонов.

Существование прямого контакта между мантийным плюмом (источником тепла и флюидов при генерации кимберлитовых расплавов) и деплетированной литосферой подтверждается как наблюдениями состава кимберлитов, который является гибридным, т. е. указывает на происхождение из деплетированной литосферы, метасоматизированной флюидами, происходящими из глубинной мантии (например, [Mitchell, 1995]), так и изучением состава ксенолитов, которые, судя по результатам термобарометрии и независимым определениям положения границы деплетированной литосферы [Grütter, 2009], почти все происходят из последней.

Таким образом, предпочтительная модель происхождения кимберлитов предполагает, что кимберлитовые расплавы возникают в процессе воздействия на литосферу мантийного плю-



ма, "голова" которого, растекаясь, следует рельефу литосферно-астеносферной границы. Если плюм гигантский, как те, которые привели к излиянию сибирских траппов, траппов Декана, Афара и других, то растекающаяся "голова" плюма порождает целый спектр магм от базальтов до кимберлитов, причем каждый тип магм изливается на определенном тектоническом фоне [Хазан, Арясова, 2012]. Такая ситуация характерна для Евразии и Африки. В Северной Америке в фанерозое синхронные базальтовые, карбонатитовые и кимберлитовые извержения не известны, т. е. гигантские мантийные плюмы не достигали литосферы Север-

ной Америки. Как предполагают [Torsvik et al., 2006, 2008, 2010], это может быть связано с тем, что в течение фанерозоя Северная Америка не проходила над зоной генерации плюмов на границе мантии и ядра. В этом случае кимберлитовый магматизм может вызываться "малыми" плюмами, размеры которых не достаточны для воздействия на подошву литосферы обширных регионов.

**Выводы.** 1. Результаты термобарометрии вместе с независимыми оценками положения границы распространения деплетированных перidotитов под кратонами указывают на то, что подавляющее большинство ксенолитов кимбер-

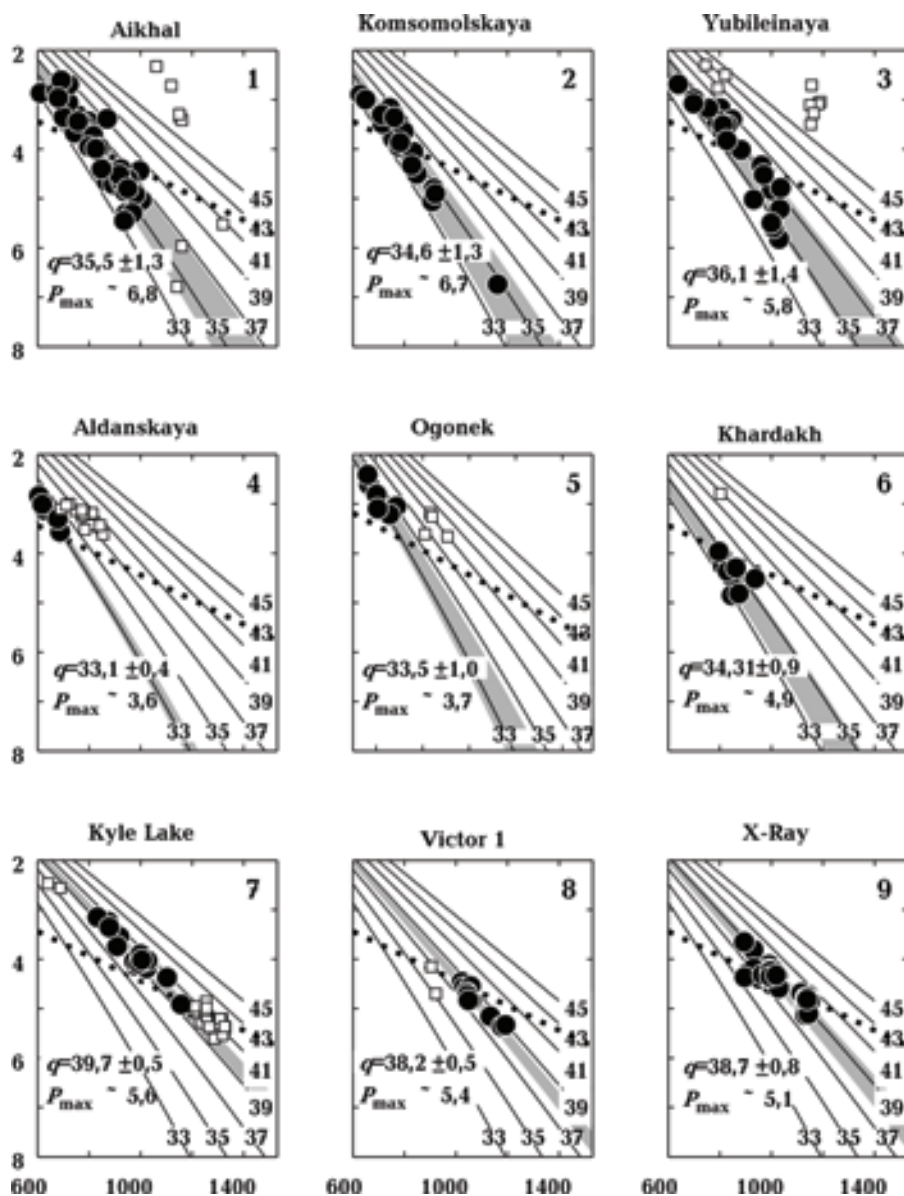


Рис. А1. Результаты термобарометрии для кимберлитов № 1—9.

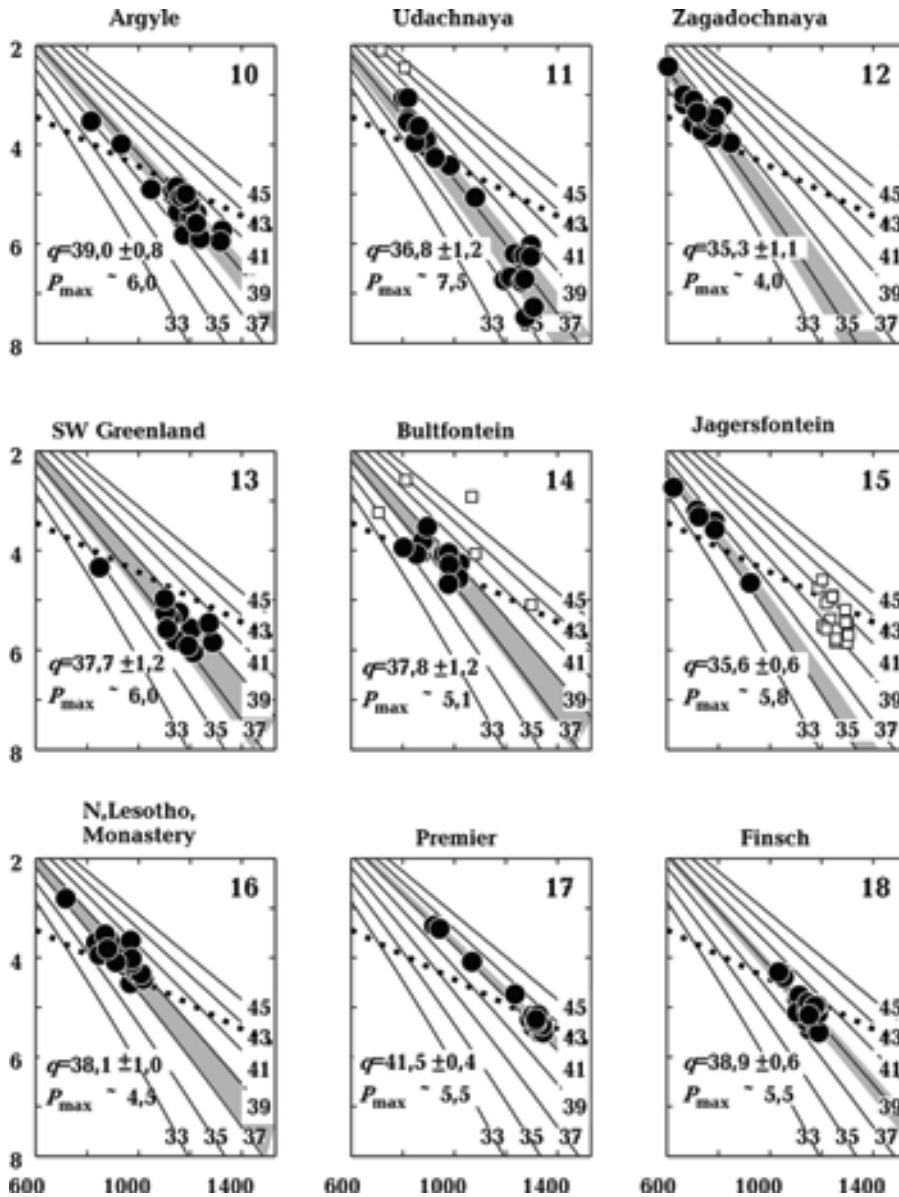


Рис. А2. Результаты термобарометрии для кимберлитов № 10—18.

литы захватывают в деплетированной литосфере. Согласно петролого-геохимическим данным это означает, что источники кимберлитов располагались в непосредственной близости от деплетированной литосферы.

2. Для установившейся мантийной конвекции температуру литосферы (литосферную геотерму) и положение ее подошвы можно определить, потребовав, чтобы верхний пограничный слой конвектирующей мантии находился на пределе устойчивости. Из этого условия следует, что в течение всей постархейской истории мантийная конвекция достигает подошвы

литосферы "кратонной" мощности ( $\geq 130$ —150 км). Предсказываемая моделью количественная связь между потенциальной температурой конвектирующей мантии, мощностью деплетированного слоя и тепловым потоком на поверхности хорошо согласуется с результатами термобарометрии. Модель объясняет также, почему наиболее глубокие ксенолиты часто являются сильно деформированными.

3. Предпочтительная модель происхождения кимберлитов предполагает, что кимберлитовый магматизм возникает при воздействии на литосферу "головы" гигантского мантийного плю-

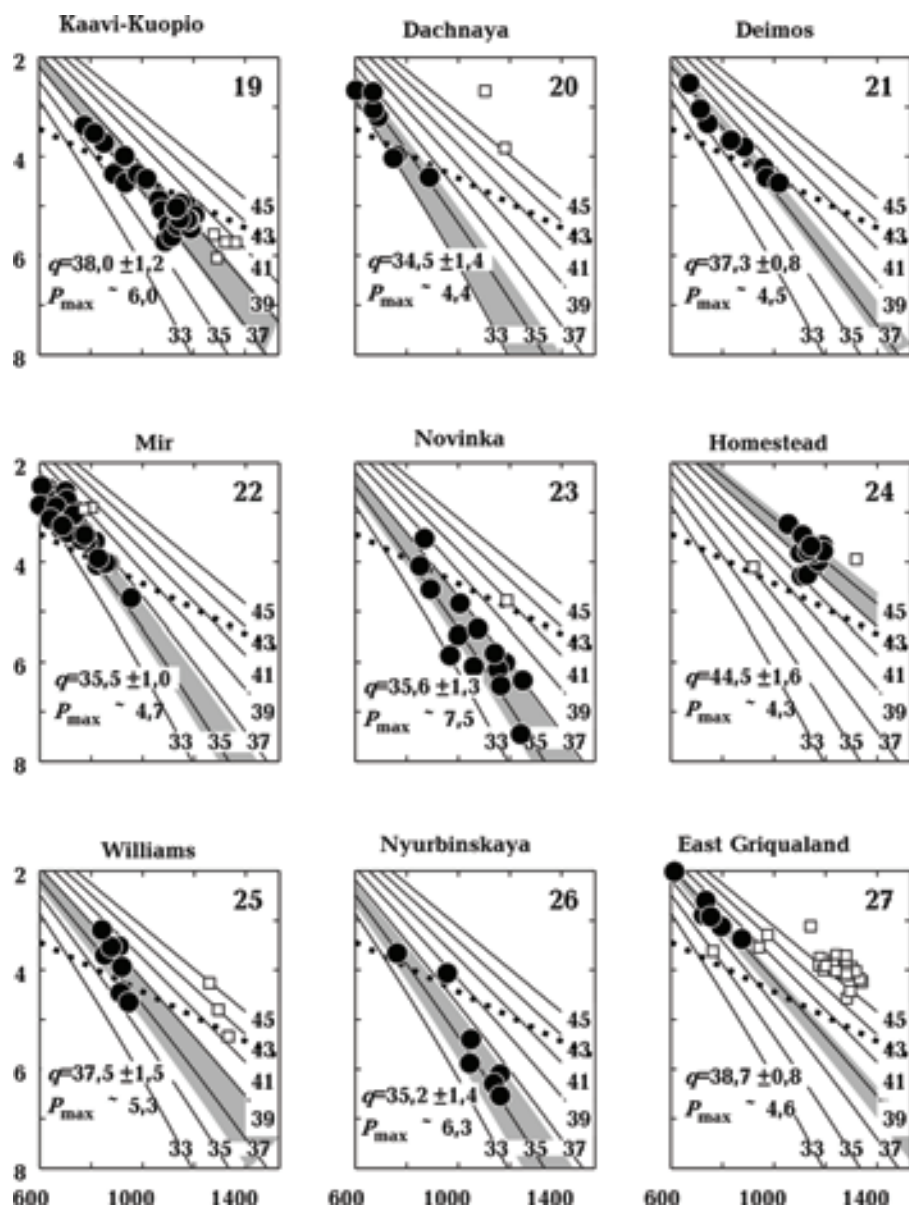


Рис. А3. Результаты термобарометрии для кимберлитов № 19—27.

ма, которая, растекаясь, следует рельефу подошвы литосферы и вызывает магматизм, состав которого зависит от давления. В частности, для генерации кимберлитов необходимо взаимодействие мантийного плюма с деплетированной литосферой мощностью более 130—150 км. В Северной Америке кимберлиты, возможно, генерируются плюмами меньшего масштаба, не вызывающими появления синхронных магм различного состава, как наблюдается в Евразии и Африке.

**Благодарность.** Авторы благодарны д-ру Герману Грюттеру (Herman Grütter, ВНР Billi-

ton, Canada) за обсуждение методов и результатов термобарометрии и за замечания к раннему варианту статьи.

## ПРИЛОЖЕНИЕ

### Полные результаты термобарометрии

На рис. А1—А5 приведены полные результаты термобарометрии. Номера на рис. А1—А5 соответствуют номерам в таблице, где приведены ссылки на источники данных. Тонкие линии — геотермы НС11, соответствующие

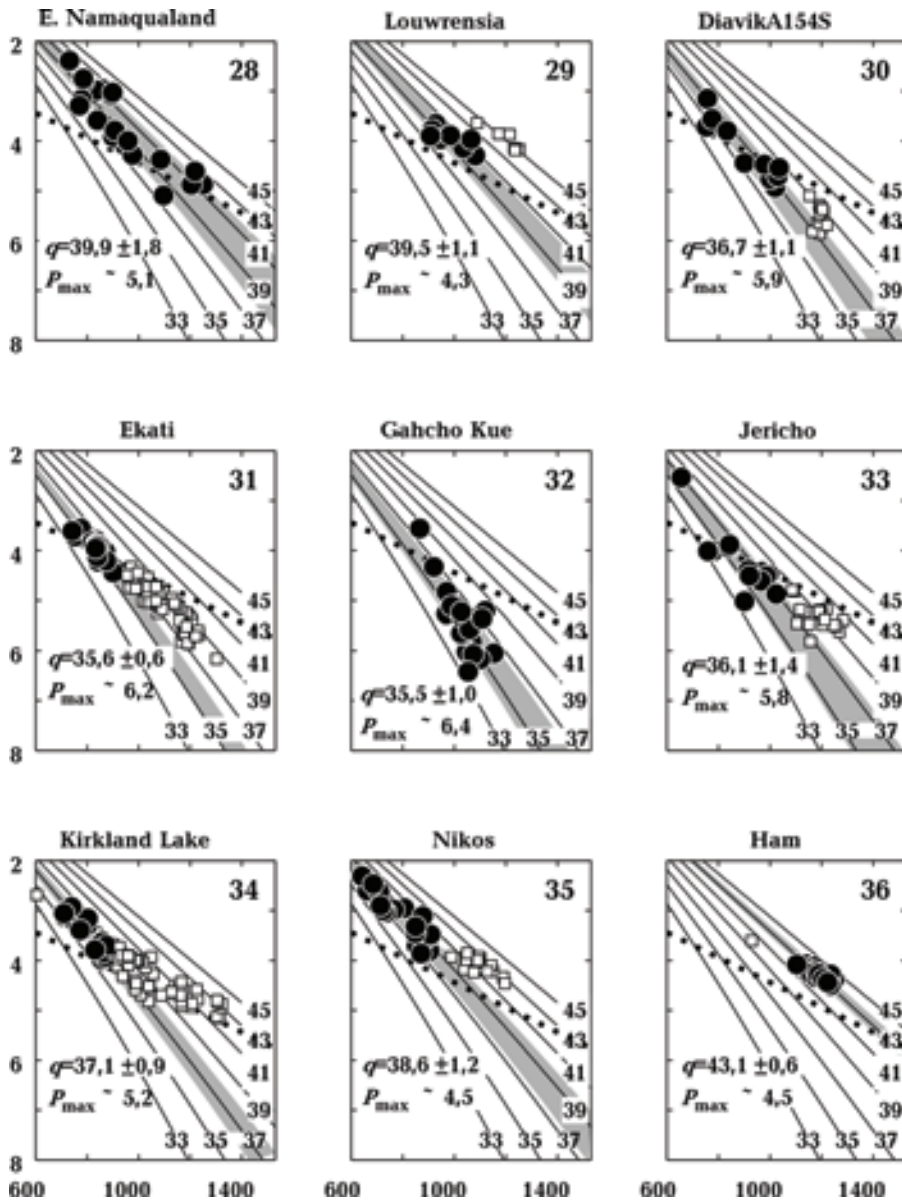


Рис. А4. Результаты термобарометрии для кимберлитов № 28—36.

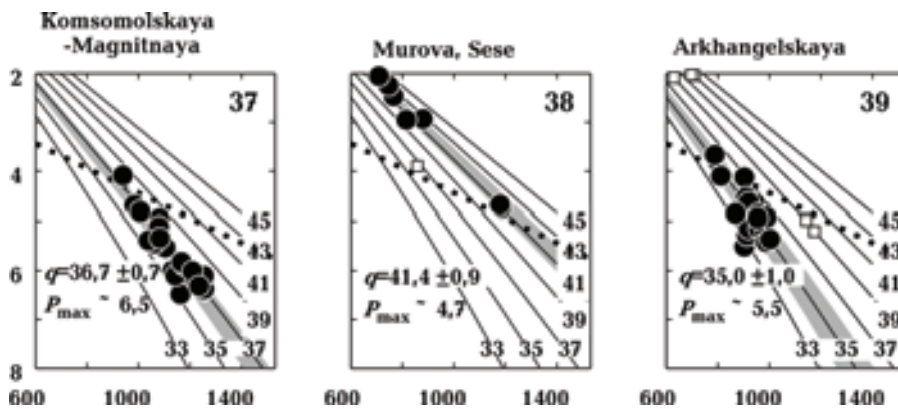


Рис. А5. Результаты термобарометрии для кимберлитов № 37—39.



РТП, показанному в нижней части каждой геотермы. Черные кружки (пустые квадраты) показывают данные, которые использовались (не использовались) для определения РТП. На каждом рисунке приведены значения РТП  $q$  и рав-

новесного давления  $P_{\max}$  для наиболее глубокого ксенолита. Серое поле ограничено геотермами  $q \pm \sigma$ , где  $\sigma$  — погрешность оценки РТП (см. раздел 1. 3). Пунктир — переход графит—алмаз [Kennedy, Kennedy, 1976].

### Список литературы

- Агашев А. М., Орихаши Ю., Ватанабе Т., Похиленко Н. П., Серенко В. П. Изотопно-геохимическая характеристика кимберлитов сибирской платформы в связи с проблемой их происхождения // Геология и геофизика. — 2000. — **41**. — С. 90—99.
- Белов С. В., Лапин А. В., Толстов А. В., Фролов А. А. Минерагения платформенного магматизма (траппы, карбонатиты, кимберлиты). — Новосибирск: Изд. СО РАН, 2008. — 537 с.
- Костровицкий С. И., Морикио Т., Серов И. В., Яковлев Д. А., Амиргжанов А. А. Изотопно-геохимическая систематика кимберлитов Сибирской платформы // Геология и геофизика. — 2007. — **48**, № 3. — С. 350—371.
- Лангау Л. Д., Лифшиц Е. М. Гидродинамика. — Москва: Наука, 1986. — 736 с.
- Рябчиков И. Д. Механизмы и условия магмообразования в мантийных плюмах // Петрология. — 2003. — **11**, № 6. — С. 548—555.
- Рябчиков И. Д., Гирнис А. В. Происхождение низкокальциевых кимберлитовых магм // Геология и геофизика. — 2005. — **46**, № 12. — С. 1223—1233.
- Сафонов О. Г., Перчук Л. Л. Карбонатит-кимберлитовые тренды в хлорид-карбонат-силикатных системах в условиях верхней мантии // Физико-химические факторы петро- и рудогенеза: новые рубежи: Материалы конф., посвященной 110-летию со дня рождения академика Д. С. Коржинского. — Москва, ИГЕМ РАН 7—9 октября 2009 г. — С. 351—355.
- Соболев А. В., Каменецкий В. С., Кононкова Н. Н. Новые данные по петрологии сибирских меймечитов // Геохимия. — 1991. — № 8. — С. 1084—1095.
- Хазан Я. М., Арясова О. В. Сегрегация расплава внутри частично расплавленной зоны: теория, численные модели и следствия // Физика Земли. — 2011. — № 5. — С. 58—72.
- Хазан Я. М., Арясова О. В. Геодинамика кимберлитового магматизма: Тез. докл. Третьей Всерос. тектонофиз. конф. в ИФЗ РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. — Москва: ИФЗ РАН, 2012. — Т. 1. — С. 110—113.
- Ashchepkov I. V., Pokhilenko N. P., Vladykin N. V., Logvinova A. M., Afanasiev V. P., Pokhilenko L. N., Kuligin S. S., Malygina E. V., Alytova N. A., Kostrovitsky S. I., Rotman A. Y., Mityukhin S. I., Karpenko M. A., Stegnitsky Y. B., Khemelnikova O. S. Structure and evolution of the lithospheric mantle beneath Siberian craton, thermobarometric study // Tectonophysics. — 2010. — **485**. — P. 17—41.
- Aulbach S., Pearson N. J., O'Reilly S. Y., Doyle B. J. Origins of xenolithic eclogites and pyroxenites from the central Slave Craton, Canada // J. Petrol. — 2007. — **48**. — P. 1843—1873.
- Basu A. R., Poreda R. J., Renne P. R., Teichmann F., Vasil'ev Yu. R., Sobolev N. V., Turrin B. D. High-<sup>3</sup>He plume origin and temporal-spatial evolution of the Siberian flood basalts // Science. — 1995. — **269**. — P. 822—825.
- Becker M., le Roex A. P. Geochemistry of South African on- and off-craton, Group I and Group II kimberlites: Petrogenesis and source region evolution // J. Petrol. — 2006. — **47**. — P. 673—703.
- Bell K., Tilton G. R. Nd, Pb and Sr isotopic compositions of East African carbonatites: evidence for mantle mixing and plume inhomogeneity // J. Petrol. — 2001. — **42**. — P. 1927—1945.
- Bell K., Tilton G. R. Probing the mantle: the story from carbonatites // EOS Trans. Am. Geophys. Union. — 2002. — **83** (25). — P. 273—277.
- Boullier A. M., Nicolas A. Classification of textures and fabrics of peridotite xenoliths from South African kimberlites // Phys. Chem. Earth. — 1975. — **9**. — P. 467—475.
- Boyd F. R., Pokhilenko N. P., Pearson D. G., Mertzman S. A., Sobolev N. V., Finger L. W. Composi-



- tion of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // *Contrib. Mineral. Petrol.* — 1997. — **128**. — P. 228—246.
- Boyd F.R., Pearson D.G., Hoal K.O., Hoal B.G., Nixon P.H., Kingston M.J., Mertzman S.A. Garnet lherzolites from Louwrensia, Namibia: bulk composition and *P/T* relations // *Lithos.* — 2004. — **77**. — P. 573—592.
- Burgess S., Harte B. Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9-G10 garnets in peridotite xenoliths, II: REE chemistry // *J. Petrol.* — 2004. — **45**. — P. 609—644.
- Campbell I.H., Griffiths R.W., Hill R.I. Melting in an Archaean mantle plume: Heads it's basalts, tails it's komatiites // *Nature.* — 1989. — **339**. — P. 697—699.
- Campbell I.H., Griffiths R.W. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts // *Earth Planet. Sci. Let.* — 1990. — **99**. — P. 79—93.
- Canil D., Fedortchouk Y. Garnet dissolution and the emplacement of kimberlites // *Earth Planet. Sci. Let.* — 1999. — **167**. — P. 227—237.
- Chalapathi Rao N.V., Lehman B. Kimberlites, flood basalts and mantle plumes: New insights from the Deccan Large Igneous Province // *Earth Sci. Rev.* — 2011. — **107**. — P. 315—324.
- Crough S.T., Morgan W.J., Hargraves R.B. Kimberlites: their relation to mantle hotspots // *Earth Planet. Sci. Let.* — 1980. — **50**. — P. 260—274.
- Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G., Vernikovskiy V.A., Gladkov I.N. Modeling of thermochemical plumes and implications for the origin of the Siberian traps // *Lithos.* — 2008. — **100**. — P. 66—92.
- England P., Howseman G. On the geodynamic setting of kimberlite genesis // *Earth Planet. Sci. Let.* — 1984. — **67**. — P. 109—122.
- Ernst R.E. Large igneous provinces in Canada through time and their metallogenic potential // *Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods* / Ed. W.D. Goodfellow // *Geol. Assot. Canada Spec. Publ.* — 2007. — № 5. — P. 929—937.
- Ernst R.E., Bell K. Large igneous provinces (LIPs) and carbonatites // *Mineral. Petrol.* 2010. — **98**. — P. 55—76.
- Ernst R.V.E., Buchan K.L., West T.D., Palmer H.C. Diabase (dolerite) dyke swarms of the world. — Geological survey of Canada open file 3241. — 1996. — 104 p.
- Gibson S.A., Thompson R.N., Leonardos O.H., Dickin A.P., Mitchell J.G. The Late Cretaceous impact of the Trindade Mantle Plume: Evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil // *J. Petrol.* — 1995. — **36**. — P. 189—229.
- Gibson S.A., Thompson R.N., Day J.A. Timescales and mechanisms of plume-lithosphere interactions:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology and geochemistry of alkaline igneous rocks from the Parana — Etendeka Large Igneous Province // *Earth Planet. Sci. Let.* — 2006. — **251**. P. 1—17.
- Gibson S.A., Malarkey J., Day J.A. Melt depletion and enrichment beneath the western Kaapvaal craton: Evidence from Finsch peridotite xenoliths // *J. Petrol.* — 2008. — **49**. — P. 1817—1852.
- Grégoire M., Bell D., le Roex A. Garnet lherzolites from the Kaapvaal craton (South Africa): Trace element evidence for metasomatic history // *J. Petrol.* — 2003. — **44**. — P. 629—657.
- Griffiths R.W., Campbell I.H. Interaction of mantle plume heads with the Earth's surface and onset of small-scale convection // *J. Geophys. Res.* — 1991. — **96**. — P. 18295—18310.
- Grütter H.S. Pyroxene xenocryst geotherms: Techniques and application // *Lithos.* — 2009. — **112S**. — P. 1167—1178.
- Grütter H.S., Latti D., Menzies A. Cr-saturation arrays in concentrate garnet compositions from kimberlite and their use in mantle barometry // *J. Petrol.* — 2006. — **47**. — P. 801—820.
- Gudfinnsson G.H., Presnall D.C. Continuous gradations among primary carbonatitic, kimberlitic, melilititic, picritic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3—8 GPa // *J. Petrol.* — 2005. — **46**. — P. 1645—1659.
- Hasterok D. Thermal state of the oceanic and continental lithosphere: Ph. D. thesis. — University of Utah, 2010. — 156 p.
- Hasterok D., Chapman D.S. Heat production and geotherms for the continental lithosphere // *Earth Planet. Sci. Let.* — 2011. — **307**. — P. 59—70.
- Heaman L.M., Kjarsgaard B.A. Timing of eastern North American kimberlite magmatism: Conti-

- mental extension of the Great Meteor Hotspot Track? // *Earth Planet. Sci. Let.* — 2000. — **178**. — P. 253—268.
- Heaman L., Kjarsgaard B., Creaser R.* The timing of kimberlite magmatism in North America: Implications for global kimberlite genesis and diamond exploration // *Lithos.* — 2003. — **71**. — P. 153—184.
- Heaman L., Kjarsgaard B., Creaser R.* The temporal evolution of North American kimberlites // *Lithos.* — 2004. — **76**. — P. 377—397.
- Hearn Jr. B. C.* The Homestead kimberlite: Central Montana, U.S.A.: Mineralogy, xenocrysts, and upper-mantle xenoliths // *Lithos.* — 2004. — **77**. — P. 473—491.
- Hearn Jr. B. C., McGee E.S.* Garnet peridotites from Williams kimberlites, north-central Montana, U.S.A. // *Kimberlites: Proceedings of the Third International Kimberlite conference (1982, Clermont-Ferrand, France)* / Ed. J. Kornprobst. — Amsterdam: Elsevier, 1984. — Vol. 2. — P. 57—70.
- Herzberg C., Condie K., Korenaga J.* Thermal history of the Earth and its petrological expression // *Earth Planet. Sci. Let.* — 2010. — **292**. — P. 79—88.
- Herzberg C., Asimow P.D., Arndt N., Niu Y., Leisher C.M., Fitton J.G., Cheadle M.J., Saunders A.D.* Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and komatiites // *Geochem. Geophys. Geosyst.* — 2007. — **8**. — Q02006. — DOI:10.1029/2006GC001390.
- Hirth G., Kohlstedt D.* Rheology of the upper mantle and the mantle wedge: A view from the experimentalists // *Inside the Subduction Factory* / Ed. J. Eiler. — *Geophys. Monogr. Ser. V.* 138. — Washington: D. C., 2003. — P. 83—105.
- Jago B.C., Mitchell R.H.* Ultrabasic xenoliths from the Ham kimberlite, Somerset Island, Northwest Territories // *Canadian Mineralogist.* — 1987. — **25**. — P. 515—525.
- Janney P.E., Shirey S.B., Carlson R.W., Pearson D.G., Bell D.R., le Roex A.P., Ishikawa A., Nixon P.H., Boyd F.R.* Age, composition and thermal characteristics of South African off-craton mantle lithosphere: Evidence for a multi-stage history // *J. Petrol.* — 2010. — **51**. — P. 1849—1890.
- Jarvis G.T., Peltier W.R.* Mantle convection as a boundary layer phenomenon // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* — 1982. — **68**. — P. 385—424.
- Karato S.* On the Lehmann discontinuity // *Geophys. Res. Let.* — 1992. — **19**. — P. 2255—2258.
- Karato S.-i.* Deformation of Earth materials. An introduction in the rheology of solid Earth. — Cambridge: Cambridge Univers. Press, 2008. — 463 p.
- Kelley S.P., Wartho J.-A.* Rapid kimberlite ascent and the significance of Ar-Ar ages in xenolith phlogopites // *Science.* — 2000. — **289**. — P. 609—611.
- Kennedy C.S., Kennedy G.C.* The equilibrium boundary between graphite and diamond // *J. Geophys. Res.* — 1976. — **81**. — P. 2470—2476.
- Kennedy L.A., Russell J.K., Kopylova M.G.* Mantle shear zones revisited: The connection between the cratons and mantle dynamics // *Geology.* — 2002. — **30**. — P. 419—422.
- Khazan Y.* Melt segregation and matrix compaction: the mush continuity equation, compaction/segregation time, implications // *Geophys. J. Int.* — 2010. — **183**. — P. 601—610.
- Khazan Y.M., Fialko Y.A.* Fracture criteria at the tip of fluid-driven cracks in the Earth // *Geophys. Res. Let.* — 1995. — **22** (18). — P. 2541—2544.
- Kogarko L.N., Lahaye Y., Brey G.P.* Plume-related mantle source of super-large rare metal deposits from the Lovozero and Khibina massifs on the Kola Peninsula, Eastern part of Baltic Shield: Sr, Nd and Hf isotope systematics // *Mineral. Petrol.* — 2010. — **98**. — P. 197—208.
- Kopylova M.G., Russell J.K., Cookenboo H.* Petrology of peridotite and pyroxenite xenoliths from the Jericho kimberlite: Implications for the thermal state of the mantle beneath the Slave craton, northern Canada // *J. Petrol.* — 1999. — **40**. — P. 79—104.
- Korenaga J.* Scaling of stagnant-lid convection with Arrhenius rheology and the effects of mantle melting // *Geophys. J. Int.* — 2009. — **179**. — P. 154—170.
- Lazarov M., Woodland A.B., Brey G.P.* Thermal state and redox conditions of the Kaapvaal mantle: A study of xenoliths from the Finsch mine, South Africa // *Lithos.* — 2009. — **112S**. — P. 913—923.
- Lehtonen M.L., O'Brien H.E., Peltonen P., Johansson B.S., Pakkanen L.K.* Layered lithospheric mantle at the edge of the Karelian Craton: *P-T*

- and compositions of kimberlitic xenocrysts and xenoliths from Kaavi-Kuopio, Finland // *Lithos*. — 2004. — **77**. — P. 593—608.
- Lister J.R., Kerr R.C. Fluid-mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dykes // *J. Geophys. Res.* — 1991. — **96**. — P. 10049—10077.
- Luguet A., Jaques A.L., Pearson D.G., Smith C.B., Bulanova G.P., Roffey S.L., Rayner M.J., Lorand J.-P. An integrated petrological, geochemical and Re—Os isotope study of peridotite xenoliths from the Argyle lamproite, Western Australia and implications for cratonic diamond occurrences // *Lithos*. — 2009. — **112S**. — P. 1096—1108.
- Mather K.A., Pearson D.G., McKenzie D., Kjarsgaard B.A., Priestley K. Constraints on the depth and thermal history of cratonic lithosphere from peridotite xenoliths, xenocrysts and seismology // *Lithos*. — 2011. — **125**. — P. 729—742.
- Menzies A. H., Westerlund K., Grütter H., Gurney J.J., Carlson J., Fung A., Nowicki T. Peridotitic mantle xenoliths from kimberlites on the Ekati diamond mine property, N. W. T., Canada: Major element compositions and implications for the lithosphere beneath the central Slave craton // *Lithos*. — 2004. — **77**. — P. 395—412.
- Mitchell R. Kimberlites, orangeites, and related rocks. — New York: Plenum Press. 1995. — 410 p.
- Morgan W.J. Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic // *Tectonophysics*. — 1983. — **94**. — P. 123—139.
- Nimis P., Taylor W.R. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part 1. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* — 2000. — **139**. — P. 541—554.
- Nimis P., Zanetti A., Dencker I., Sobolev N.V. Major and trace element composition of chromian diopsides from the Zagadochnaya kimberlite (Yakutia, Russia): Metasomatic processes, thermobarometry and diamond potential // *Lithos*. — 2009. — **112**. — P. 397—412.
- Pearson N.J., Griffin W.L., Doyle B.J., O'Reilly S.Y., Van Achterbergh E., Kivi K. Xenoliths from kimberlite pipes of the Lac de Gras area, Slave craton, Canada // *Proceedings of the 7<sup>th</sup> International Kimberlite Conference*, P.H. Nixon. — Capetown: Red Roof Design, 1999. — Vol. 2. — P. 644—658.
- Pollack H.N., Chapman D.S. On the regional variation of heat flow, geotherm and lithosphere thickness // *Tectonophysics*. — 1977. — **38**. — P. 279—296.
- Richards M.A., Duncan R.A., Courtillot V.E. Flood basalts and hot-spot tracks: Plume heads and tails // *Science*. — 1989. — **256**. — P. 203—207.
- Sage R.P. Kimberlites of the Attawapiskat area, James Bay Lowlands, northern Ontario // *Ontario Geological Survey Open File Report 6019*. — 2000. — 341 p.
- Sand K.K., Waight T.E., Pearson D.G., Nielsen T.F.D., Makovicky E., Hutchison M.T. The lithospheric mantle below southern West Greenland: A geothermobarometric approach to diamond potential and mantle stratigraphy // *Lithos*. — 2009. — **112S**. — P. 1155—1166.
- Schmidberger S., Francis D. Nature of mantle roots beneath the North American Craton: Mantle xenolith evidence from Somerset Island kimberlites // *Lithos*. — 1999. — **48**. — P. 195—216.
- Schutt D.L., Leshner C.E. Effects of melt depletion on the density and seismic velocity of garnet and spinel lherzolite // *J. Geophys. Res.* — 2006. — **111**. — B05401. — DOI:10.1029/2003JB002950.
- Simon N.S.C., Irvine G.J., Davies G.R., Pearson D.G., Carlson R.W. The origin of garnet and clinopyroxene in "depleted" Kaapvaal peridotites // *Lithos*. — 2003. — **71**. — P. 289—322.
- Simon N.S.C., Carlson R.W., Pearson G.D., Davies G.R. The origin and evolution of the Kaapvaal cratonic lithospheric mantle // *J. Petrol.* — 2007. — **48**. — P. 589—625.
- Skemer P., Karato S.-I. Sheared lherzolite xenoliths revisited // *J. Geophys. Res.* — 2008. — **113**. — B07205. — DOI:10.1029/2007JB005286.
- Smith C.B., Gurney J.J., Skinner E.M.W., Clement C.R., Ebrahim N. Geochemical character of the southern African kimberlites: a new approach based on isotopic constraints // *Transactions Geol. Soc. South Africa*. — 1985. — **88**. — P. 267—280.
- Smith C.B., Pearson D.G., Bulanova G.P., Beard A.D., Carlson R.W., Wittig N., Sims K., Chimuka L., Muchemwa E. Extremely depleted lithospheric mantle and diamonds beneath the southern Zimbabwe Craton // *Lithos*. — 2009. — **112S**. — P. 1120—1132.
- Solomatov V.S. Scaling of temperature- and stress-

- dependent viscosity convection // *Phys. Fluids*. — 1995. — **7**. — P. 266—274.
- Solomatov V.S., Moresi L.-N.* Scaling of time-dependent stagnant lid convection. Application to small-scale convection on Earth and other terrestrial planets // *J. Geophys. Res.* — 2000. — **105**. — P. 21795—21817.
- Spence D., Turcotte D.* Buoyancy-driven magma fracture — a mechanism for ascent through the lithosphere and the emplacement of diamonds // *J. Geophys. Res.* — 1990. — **95**. — P. 5133—5139.
- Stengel S.C., Oliver D.C, Booker J.R.* Onset of convection in a variable-viscosity fluid // *J. Fluid Mech.* — 1982. — **120**. — P. 411—431.
- Torsvik T.H., Burke K., Steinberger B., Webb S.J., Ashwal L.D.* Diamonds sampled by plumes from the core—mantle boundary // *Nature*. — 2010. — **466**. — P. 352—357.
- Torsvik T.H., Smethurst M.A., Burke K., Steinberger B.* Large igneous provinces generated from the margins of the large low-velocity provinces in the deep mantle // *Geophys. J. Int.* — 2006. — **167**. — P. 1447—1460.
- Torsvik T.H., Smethurst M.A., Burke K., Steinberger B.* Long term stability in deep mantle structure: evidence from the 300 Ma Skagerrak-centered large igneous province (the SCLIP) // *Earth Planet. Sci. Let.* — 2008. — **267**. — P. 444—452.
- Turcotte D.T., Oxburgh E.R.* Finite amplitude convection cells and continental drift // *J. Fluid Mech.* — 1967. — **28**. — P. 29—42.
- Turner S., Hawkesworth C., Gallagher K., Stewart K. Peate D., Mantovani M.* Mantle plumes, flood basalts, and thermal models for melt generation beneath continents: Assessment of a conductive heating model and application to the Parana // *J. Geophys. Res.* — 1996. — **101**. — P. 11503—11518.
- van Achterbergh E., Griffin W.L., Ryan C.G., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., Kivi K., Doyle B.J.* Melt inclusions from the deep Slave lithosphere: implications for the origin and evolution of mantle-derived carbonatite and kimberlite // *Lithos*. — 2004. — P. 461—474.
- Viljoen F., Dobbe R., Smith B.* Geochemical processes in peridotite xenoliths from the Premier diamond mine, South Africa: Evidence for the depletion and refertilisation of subcratonic lithosphere // *Lithos*. — 2009. — **112S**. — P. 1133—1142.
- White R., McKenzie D.* Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts // *J. Geophys. Res.* — 1989. — **94**. — P. 7685—7729.
- White R., McKenzie D.* Mantle plumes and flood basalts // *J. Geophys. Res.* — 1995. — **100**. — P. 17543—17585.