

Континентальная литосферная мантия под разновозрастными структурами земной коры: химический состав, термальное состояние, эволюция

А. Б. Вревский, В. А. Глебовицкий, А. Г. Гончаров, Л. П. Никитина, Ю. Д. Пушкарев
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН), Санкт-Петербург

Получено 31 марта 2010; опубликовано 5 июня 2010.

Химический состав и термальные режимы континентальной литосферной мантии (КЛМ), подстилающей раннедокембрийские и позднепротерозойские-фанерозойские складчатые структуры, оцениваются на основе состава валовых проб ксенолитов и Р,Т –условий кристаллизации их минеральных ассоциаций. Термальные режимы в мантии каждой структуры характеризуются геотермами для значительных интервалов глубин и геотермическими градиентами (ТГ), определяемыми отношением T/h , °С/км, где h – глубина, км, рассчитана в соответствии моделью PREM. Сопоставимость оценок режимов для мантии различных структур обеспечивается использованием одного и того же термобарометрического инструмента для всех ксенолитов. Установлено различие состава КЛМ, подстилающей раннедокембрийские и позднепротерозойские-фанерозойские структуры, а также его различие и для отдельных структур. Главной причиной химической неоднородности КЛМ являются процессы плавления примитивной мантии, протекавшие в различных Р, Т, fO_2 условиях и проявившиеся с разной интенсивностью в мантии под раннедокембрийскими (до 60-65%) и позднепротерозойскими-фанерозойскими (до 20-25%) структурами. Мантия под раннедокембрийскими структурами характеризуется слабой дифференциацией термальных режимов ($TG=8.0\div 8.6^\circ C/км$), в то время как в мантии под позднепротерозойскими и фанерозойскими складчатыми наблюдается разнообразие термальных обстановок ($TG=8.4\div 13.3^\circ C/км$) и значительно более высокие температуры на одних и тех же глубинах. Эти данные свидетельствуют об эволюции химического состава и физического состояния континентальной литосферной мантии в истории Земли и позволяют предполагать изменение динамики мантии в целом и, прежде всего, стиля конвекции на границе раннего докембрия и позднего протерозоя-фанерозоя.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: термобарометрия; ксенолиты; неоднородность мантии

Ссылка: Вревский А. Б., В. А. Глебовицкий, А. Г. Гончаров, Л. П. Никитина, Ю. Д. Пушкарев (2010), Континентальная литосферная мантия под разновозрастными структурами земной коры: химический состав, термальное состояние, эволюция, *Вестник ОНЗ РАН*, 2, NZ6009, doi:10.2205/2010NZ000027, 2010

Введение

Химическая и термальная неоднородность верхней мантии является фундаментальной проблемой наук о Земле. Решение ее требует ответа на следующие ключевые вопросы: Какова природа и время возникновения неоднородности химического состава мантии? Насколько распространено примитивное вещество в верхней мантии под разновозрастными структурами земной коры, каков возраст этого вещества и продуктом каких процессов оно является? Когда возникла неоднородность термального и окислительно-восстановительного состояния мантии? Возрастает ли степень химической и термальной неоднородности мантии со временем?

В настоящей работе сообщаются результаты изучения химического состава, термобарометрии перидотитовых ксенолитов из кимберлитов и щелочных базальтов, представляющих соответственно континентальную литосферную мантию (КЛМ) под раннедокембрийскими и позднепротерозойскими-кайнозойскими структурами, обсуждается масштабы, причины и время возникновения химической и термальной неоднородности мантии, а также эволюция ее состава и термодинамического состояния.

Химическая неоднородность КЛМ

В работе рассматриваются ксенолиты КЛМ, подстилающей раннедокембрийские кратоны (Вайоминг, Слейв, Каапвал, Карельский, Кулойский, кратоны в фундаменте Восточно-Сибирской и Арктической платформ) и позднепротерозойские-фанерозойские складчатые структуры Центральной Азии, Юго-восточного Китая, архипелага Шпицберген, Гавайских островов. Источниками информации о химическом составе ксенолитов мантии под кратонами («кратоническая мантия») и под позднепротерозойскими-фанерозойскими структурами послужили публикации [Уханов и др., 1988; Carlson et al., 1999; Gregorie et al., 2003; Jaques et al., 1990; Kopylova et al., 1999, 2000; MacKenzie J.M., Canil D., 1999; Peltonen et al., 1999; Schmidberger, Franci, 1999, 2001; Глебовицкий и др., 2005, 2007а, 2007б; Ионов и др., 1993а, 1993б; Stosch et al., 1986; Wiechert et al., 1997; Ionov, 2004; Press et al., 1986; Qi et al., 1995; Xu et al., 2000, 2003; Neumann et al., 2002, 2004]. Кроме того, в работе используются авторские, еще неопубликованные, данные по составу ксенолитов из кайнозойских базальтов Байкало-Монгольской области и Шпицбергена.

Для литосферной мантии, как известно, свойственна высокая степень истощенности состава алюминием, кальцием, железом, щелочами, средними и тяжелыми РЗЭ по сравнению с РМ [Boyd, 1989; Boyd et al., 1997, 1999; Griffin et al., 1998, 1999; Pearson et al., 2003; Глебовицкий и др., 2005, 2007а, 2007б, 2009]. При этом «кратоническая» мантия характеризуется (табл. 1; рис. 1) более высокими значениями Mg/Si (в основном от 1.15 до 1.5), более низкими значениями Al/Si (от 0.06 до 0.001), Ca/Al (преимущественно ниже 1.0) и Na/K (преимущественно ниже 3.0) по сравнению с мантией под фанерозойскими поясами, в которой значения Mg/Si находятся в пределах от 1.05-1.10 до 1.3-1.35, Al/Si - от 0.11-0.12 до 0.03-0.04, Ca/Al - от 0.8 до 2.0 и Na/K - от 1 до 7. Как видно на рис. 1, среди мантийных ксенолитов перидотитового состава, которые составляют не менее 95% литосферной мантии, практически отсутствуют разновидности, обогащенные по Al и обедненные по Mg относительно РМ. Следует отметить также, что на данной диаграмме точки ксенолитов из мантии под различными структурами разделяются, образуя поля или индивидуальные тренды. Такое разделение отражает некоторую неоднородность химического состава ЛКМ и под различными кратонами, и под различными структурами позднепротерозойского-фанерозойского возраста.

Таблица 1. Характеристики химического состава примитивной и континентальной литосферной мантии, подстилающей разновозрастные структуры.

Тип мантии	Структуры коры	Mg/Si	Al/Si	Ca/Al	Na/K
Примитивная мантия		1.047	0.112	1.099	10.43
Континентальная литосферная мантия	Раннедокембрийские	1.15÷1.50	0.06÷0.001	<1.0	<3.0
	Позднепротерозойские-фанерозойские	1.05÷1.35	0.12÷0.03	0.8÷2.0	1÷7

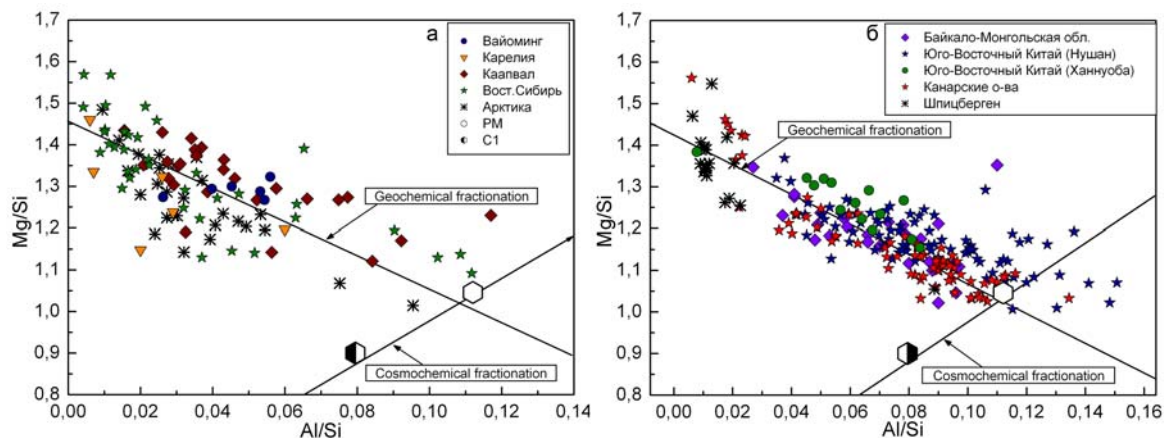


Рис. 1. Химический состав перidotитовых ксенолитов континентальной литосферной мантии, подстилающей (а) раннедокембрийские и позднепротерозойские-фанерозойские (б) структуры земной коры. Состав примитивной мантии (PM) и хондрита C1 по [32].

Для обобщенного описания состава ксенолитов нами использован условный удельный вес (УУВ), равный сумме произведений молекулярной доли каждого окисла в составе образца и удельного веса окисла, определенного при 25°C и давлении в 1.0 атм. [Минералы. Простые окислы / Справочник, 1965]. Предлагаемый параметр учитывает изменение в содержании всех окислов и является суммарной характеристикой состава ксенолита. УУВ ксенолитов закономерно возрастает по мере увеличения Mg/Si (рис. 2). На диаграмме наблюдается два тренда: при одинаковой величине отношения Mg/Si, отражающего степень частичного плавления мантийного субстрата [Глебовицкий и др., 2009], УУВ для ксенолитов из мантии под кратонами меньше такового для ксенолитов из мантии фанерозойских областей. Это объясняется, прежде всего, более низким содержанием FeO в мантийных ксенолитах кратонов (до 6.0 мас. %) по сравнению с мантийными ксенолитами фанерозойских структур до (9.0-9.5 мас. %).

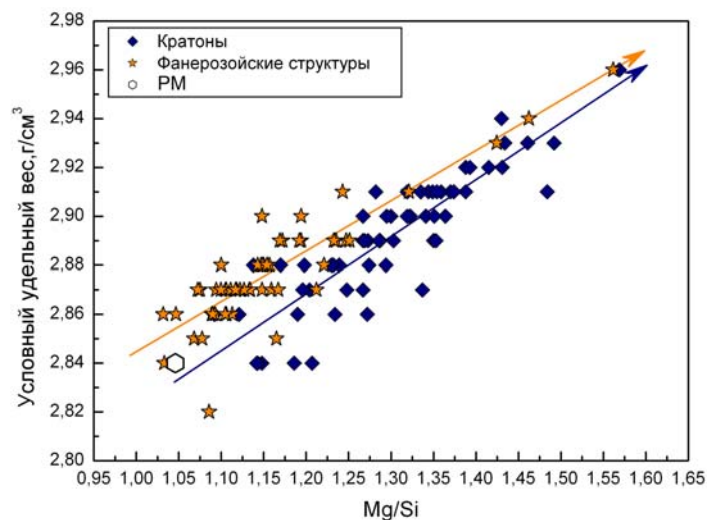


Рис. 2. Зависимость «условного удельного веса» перidotитовых ксенолитов из мантии,

Различие состава мантии, подстилающей раннедокембрийские структуры и позднепротерозойские-фанерозойские структуры, наблюдается и по содержанию примесных элементов. Так степень обогащения кратонической мантии по сравнению с PM никелем и обеднения ванадием выше, чем мантии под фанерозойскими структурами. В первой наблюдаются широкие вариации в содержании хрома, нормированного к хондриту (C_{Cr} от 0.3 до 2.1, т.е. ниже и выше, чем в хондритах), тогда как во второй пределы значений C_{Cr} от 0.5 до 1.4.

Примечательно, что в мантии, подстилающей фанерозойские структуры, встречаются участки примитивного, недеплетированного вещества, не затронутые процессами парциального плавления. Ксенолиты такого состава встречены в кайнозойских базальтах Западного Забайкалья (Центрально-Азиатский подвижный пояс) и Юго-Восточного Китая (Поздне-Яньшаньский пояс), Модельный Pb-Pb возраст (относительно CHUR) ксенолитов этого вещества равен 4457 ± 12 млн. лет [Пушкарев и др., 2005].

Теоретически можно представить несколько процессов, приводящих к формированию химической неоднородности мантийного вещества: (1) гетерогенная аккреция, определяющая неоднородности на уровне геосфер; (2) кристаллизационная дифференциация магматического океана (образование кумулатов); (3) парциальное плавление примитивной мантии и всех других разновидностей мантийного вещества; (4) кристаллизация в верхних горизонтах мантии расплавов, образующихся в нижних горизонтах при различных степенях плавления мантийного субстрата; (5) взаимодействие мантийных перидотитов с богатыми кремнеземом расплавами, возникающими при плавлении эклогитов – базальтовой коры, поступающей в мантию в результате субдукции; (6) мантийный метасоматоз.

Анализ химического состава перидотитовых ксенолитов из кимберлитов и щелочных базальтов, а также опубликованных экспериментальных данных по расплавам и реститам [Walter, 1998; Robinson et al., 1998; Pickering-Witter and Johnston, 2000; Schwab and Johnston, 2001; Tronnes and Frost, 2002, Glebovitsky et al., 2004], образующихся при плавлении шпинелевых и гранатовых перидотитов в широком диапазоне температур и давлений, приводит к выводу, что главной причиной возникновения химической неоднородности КЛМ являются процессы плавления примитивной мантии [Глебовицкий и др., 2009]. Эти процессы протекали в различных термодинамических условиях (T , P , f_{O_2}) и проявлялись с разной интенсивностью, что и обусловило вариации состава реститовой мантии по содержанию главных (Mg, Al, Si, Ca, Na, K), рассеянных (Ni, Co, V, Cr) и редкоземельных элементов в разновозрастных структурах. Наиболее интенсивно (до 60-65%) эти процессы проявились под архейскими кратонами, тогда как под позднепротерозойскими-фанерозойскими структурами степень плавления не превышала 20-25% (рис. 3). Поэтому химический состав КЛМ, подстилающей эти разновозрастные структуры, заметно различается.

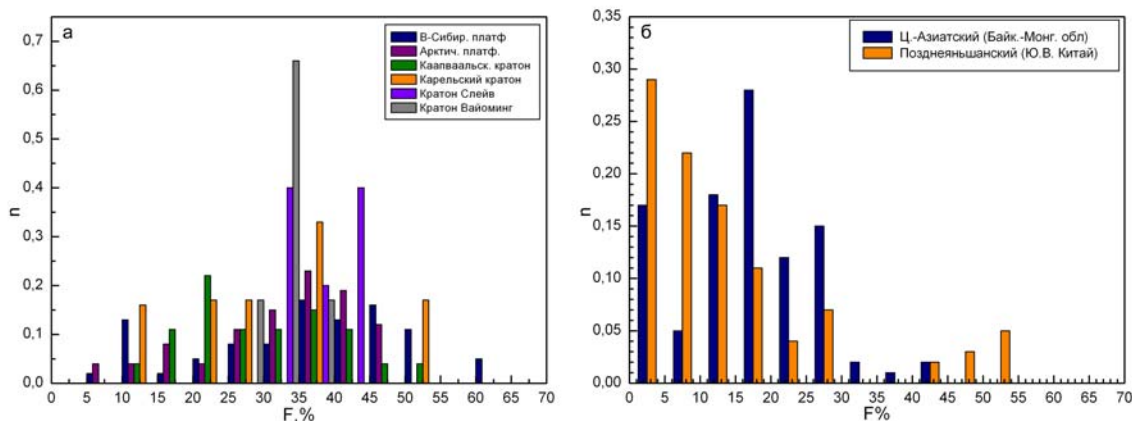


Рис. 3. Степень парциального плавления субстрата континентальной литосферной мантии, подстилающей (а) кратоны и (б) фанерозойские складчатые пояса.

Разделение на диаграмме Mg/Si-Al/Si (рис. 1) точек, характеризующих состав ЛКМ отдельных структур, может быть результатом первичной неоднородности вещества Земли. Некоторые особенности распределения редких и рассеянных элементов в мантии под кратонами, и в частности обогащение и обеднение ее хромом, также невозможно объяснить только процессами парциального плавления [Глебовицкий и др., 2009]. Есть основания полагать, что некоторые из ксенолитов представляют собой продукты дифференциации (кумуляты) магматического океана. При кристаллизации этого океана обогащение его нижних частей и обеднение верхних хромом могло быть обусловлено отсадкой мейджоритового граната, концентрирующего данный элемент. Следы магматического океана с наибольшей вероятностью могли сохраниться в ксенолитах кратонической мантии, прежде всего, потому, что эта древняя часть литосферы оставалась наиболее консервативной в условиях конвективного перемешивания мантийного вещества.

Несомненно, что определенную роль в возникновении неоднородности химического состава мантии могут играть процессы метасоматоза. Однако они проявляются, главным образом, в последующем обогащении уже деплетированной мантии легкими редкоземельными элементами.

Неоднородность термального состояния КЛМ

Расчет P , T параметров для ксенолитов производился с помощью модифицированной версии гранат-ортопироксенового термобарометра [Glebovitsky et al., 2004], которая была изначально калибрована на основе данных по равновесию граната и ортопироксена в системах FMAS и CFMAS [Harley, 1984]. Эксперименты в хромсодержащих системах MASCr и FMASCr [Brey et al., 1999; Girniss and Brey, 1999; Klemme and O'Neill, 2000, Girniss, 2003] показали зависимость распределения Fe и Mg между минералами от содержания в каждом из них Cr. Учитывая тот факт, что мантийные перидотиты содержат Cr, в уравнение гранат-ортопироксенового термобарометра были введены поправки (ΔT) и (ΔP), учитывающие степень замещения алюминия на хром в гранате:

$$\Delta T = -500 \cdot (Al_{Gr} - 1.7), \Delta P = 0.04 \cdot [-500 \cdot (Al_{Gr} - 1.7)],$$

где Al_{Gr} - содержание Al в гранате (а.е.) в расчете на 12 атомов кислорода, ΔT – в °C, ΔP - в кбар. Применение для всех ксенолитов одной и той же версии гранат-ортопироксенового термобарометра позволило провести достаточно корректное сравнение значений P, T параметров для различных регионов. Результаты определения этих параметров приведены на рис. 4.

Для оценки термальных режимов в мантии каждой структуры помимо геотерм, полученных для значительных интервалов глубин, использованы также геотермические градиенты (ТГ), определяемые отношением T/H , °C/км, где H – глубина, км, рассчитана в соответствии моделью PREM [Dziewonski and Anderson, 1981]. Значения ТГ рассчитывались для каждого образца ксенолита. Учитывая близость величин ТГ для мантии в пределах каждой структуры, были рассчитаны их средние значения (табл. 2).

КЛМ под раннедокембрийскими структурами (архейские кратоны и протерозойские складчатые пояса) характеризуется слабой дифференциацией термальных режимов (близость геотерм на P - T диаграмме и узкие пределы значений геотермического градиента, $8.0 \div 8.6$), что отличает ее от мантии под позднепротерозойскими и фанерозойскими складчатыми поясами (рис. 4), где устанавливается значительная дифференциация термальных режимов. Значения геотермических градиентов здесь колеблются от 8.4 до 13.3. Положение фанерозойских геотерм свидетельствуют о разнообразии термальных обстановок в КЛМ на этом этапе развития Земли и более высоких температурах по сравнению с «кратонической» мантией на одних и тех же глубинах. При этом, что особенно интересно, P , T -параметры для ксенолитов из базальтов Восточно-Африканского рифта (Танзания, вулканы Лабаит и Лашайн) близки к таковым для ксенолитов кратонов Каапваал и Зимбабве.

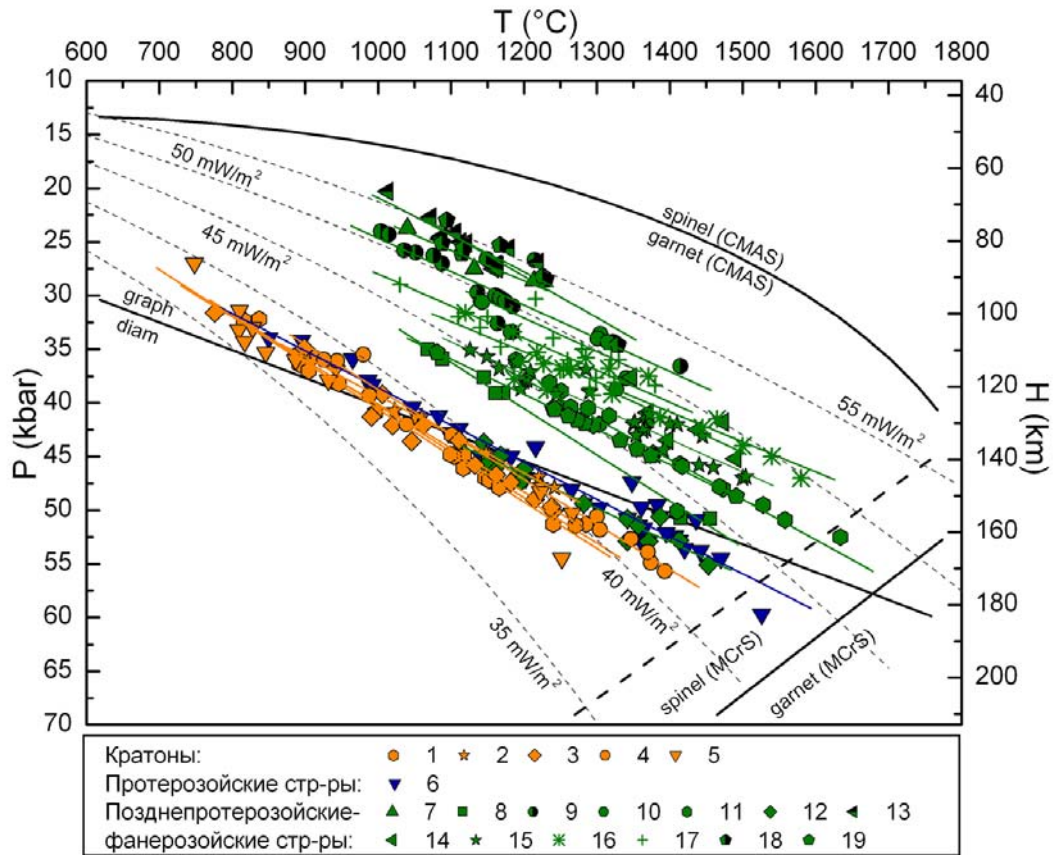


Рис. 4. Геотермы литосферной мантии, подстилающей разновозрастные структуры.

Кратоны: 1 - Карельский и Кулойский, 2 - Арктическая платформа, 3 - Ц. Слейв и Вайоминг, 4 - Каапваал, 5 - Восточно-Сибирская платформа; протерозойские складчатые пояса: 6 - Натал-Намакваленд; позднепротерозойские-фанерозойские структуры: 7 - острова в океане: 7 - Гавайи, 8 - Соломоновы о-ва; 9 -10 - Тасманский палеозойский пояс, 11 - фанерозойский пояс южного окончания Ю. Америки, 12 - Восточно-Африканский рифт, 13-14 - Поздняяньшанский кайнозойский пояс; 15-17 - Центрально-Азиатский пояс (Витим, Бартой, Ц. и Ю-В Монголия соответственно), 18-19 - палеозойский грабен арх. Шпицберген. Значки 9, 13, 18 - представляют ксенолиты пироксенитов, остальные перidotитов.

Таблица 2. Средние значения ТГ и максимальная глубина выноса ксенолитов в различных структурах

Регион	Структура	ТГ, °С/км ± 0.2	H _{max} , км ± 20
<i>Кратоны</i>			
Ю. Африка	Зимбабве, Каапваал	8.3	170
Канада	Арктическая платформа	8.3	150
Канада	Центр. Слейв	8.0	150
Восточная Сибирь	Восточно-Сибирская платформа	8.0	170
С.-В. Европа	Карельский, Кулойский	8.0	160
<i>Протерозойские коллизионные пояса</i>			
Ю. Африка	пояс Натал-Намакваленд	8.6	180
<i>Позднепротерозойские и фанерозойские складчатые структуры</i>			
Танзания, влк. <i>Labaite, Lashaine</i>	Восточно-Африканский рифт	8.4	170
Ю. Америка, влк. <i>Pali-Aike</i>	Фанерозойский складчатый пояс	10.1	160
Забайкалье, Витимское плато	Центрально-Азиатский	10.4	150
Прибайкалье, Бартойский ареал	палеозойский пояс	11.0	150

ВРЕВСКИЙ И ДР.: КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ЛИТОСФЕРНАЯ МАНТИЯ

Центральная и Ю.-В. Монголия (вулк. поля Тариат и Дариганга)		11.3	140
Ю.В. Китай, влк. <i>Quilin, Xiching</i>	Позднеяньшанский кайнозойский пояс	10.9	140
Ю.В. Австралия	Тасманский палеозойский пояс	11.8	120
Арх. Шпицберген, влк. <i>Sverre, Sigurd, Halvdan</i>	Баренцевская платформа, палеозойский грабен	9.9	150
<i>Острова в океане</i>			
Соломоновы о-ва		9.5	160
Гавайские о-ва	Океаническое плато, горячая точка	13.3	90

Геотермы «кратонической» мантии занимают текущее положение относительно модельных континентальных геотерм с плотностью теплового потока около 40 мВ/м^2 [Pollack and Charman, 1977], тогда как геотермы для мантии позднепротерозойских-фанерозойских структур соответствуют геотермам с плотностью тепловых потоков от 45 до 55 мВ/м^2 . При этом термальные режимы КЛМ Тихоокеанских окраин Австралийского (Тасманский пояс) и Азиатского континентов (Позднеяньшанский пояс) близки к геотерме с плотностью теплового потока 50 мВ/м^2 , а Гавайских островов – с плотностью $52-53 \text{ мВ/м}^2$.

Надо отметить, что на фоне такой крупномасштабной неоднородности термального состояния КЛМ, наблюдается неоднородность термальных режимов, а также окислительно-восстановительных условий и в пределах отдельных структур, как это показано для Байкало-Монгольской области [Глебовицкий и др., 2007б; Goncharov and Saltykova, 2008; Никитина и др., 2010].

Свидетельством того, что полученные по перидотитовым ксенолитам из кимберлитов геотермы и величины геотермических градиентов характеризуют термальное состояние раннедокембрийской мантии, являются, в первую очередь, значения Re-Os возраста включений перидотитов и сульфидов в алмазах из кимберлитов кратонов Каапваал, Восточной Сибири и Слейв, равные 3.2-1.9 млрд. лет [Shirey, 2004]. P, T условия перидотитовых включений в алмазах соответствуют условиям образования мантийных перидотитов перечисленных регионов. Кроме того, положение на одной геотерме фигуративных точек ксенолитов из кимберлитовых тел протерозойского (трубка Премьер, 1180 млн. лет; трубка Зеро, 1650 млн. лет) и мезозойского (трубки Кимберли, Финш) возраста также подтверждает положение о том, геотермы отражают термальное состояние древней мантии в пределах кратона Каапваал. Иными словами определенные по ксенолитам геотермы и термические градиенты характеризуют тепловое состояние палеомантии.

Мы исследовали зависимость максимальной глубины выноса изученных нами ксенолитов в различных структурах от величины ТГ. Эта максимальная глубина выноса ксенолитов, по сути дела, соответствует минимальной глубине возникновения кимберлитовых или щелочно-базальтовых магм – носителей ксенолитов. На рис. 5 наблюдается два тренда, показывающих отрицательную зависимость H_{max} от ТГ. Для мантии под раннедокембрийскими структурами максимальная глубина колеблется в пределах 180-150 км, для мантии позднепротерозойских-фанерозойских структур эти колебания значительно шире: от 170 км до 100-90 км. Вулканы Гавайских островов выносят ксенолиты шпинелевых перидотитов с глубины: около 90 км. По данным А. Соболева и И. Никогосяна [Соболев и Никогосян, 1994] глубина отделения первичных магм от мантийного субстрата, которая контролируется мощностью океанической литосферы, составляет 100 ± 20 км. Надо отметить еще один момент: максимальная глубина выноса пироксенитовых ксенолитов базальтами Тасманского и Позднеяньшанского поясов, а так же арх. Шпицберген находится в пределах 110-80 км.

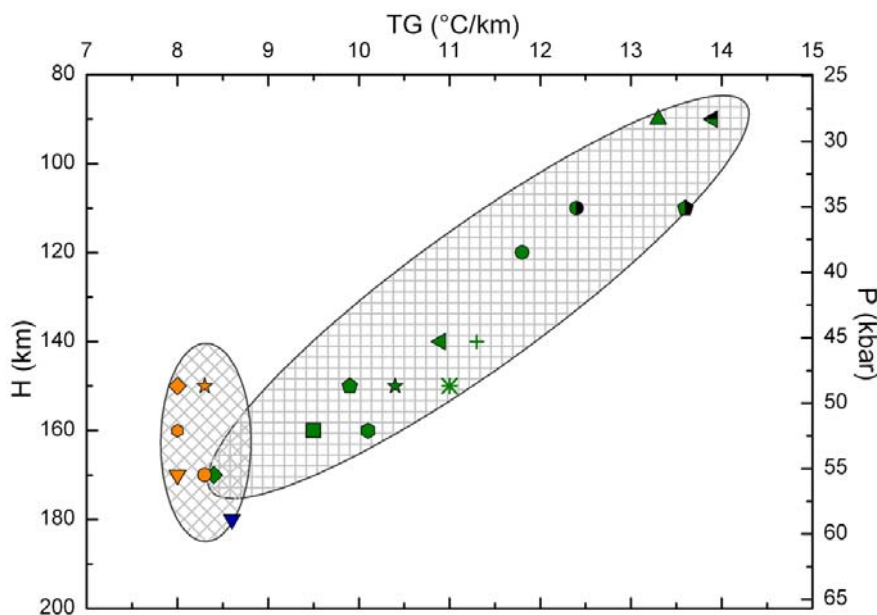


Рис. 5. Соотношение ТГ и максимальной глубины выноса мантийных ксенолитов кимберлитами и щелочными базальтами в раннедокембрийских и фанерозойских структурах. Условные обозначения те же, что на рис. 4.

Заключение

Изучение химического состава и P, T -условий кристаллизации перидотитовых ксенолитов из кимберлитов и щелочных базальтов позволяет сделать следующие выводы:

- Химический состав КЛМ, подстилающей раннедокембрийские и позднепротерозойские-фанерозойские структуры, различается по содержанию главных, редких и редкоземельных элементов; неоднородность состава мантии имеет место и для отдельных раннедокембрийских и фанерозойских структур.
- Главной причиной химической неоднородности КЛМ являются процессы плавления примитивной мантии, протекавшие в различных термодинамических условиях (P , T , f_{O_2}) и проявившиеся с разной интенсивностью в мантии под раннедокембрийскими и позднепротерозойскими-фанерозойскими структурами; однако нельзя исключать возможную первичную неоднородность вещества Земли и преобразование мантийных пород в процессах глубинного метасоматоза.
- Термальное состояние мантии разновозрастных структур также гетерогенно. В то время как мантия под раннедокембрийскими структурами характеризуется слабой дифференциацией термальных режимов, в мантии под позднепротерозойскими и фанерозойскими складчатыми наблюдается разнообразие термальных обстановок и значительно более высокие температуры на одних и тех же глубинах.

Полученные по мантийным ксенолитам данные свидетельствуют об эволюции химического состава и физического состояния континентальной литосферной мантии в истории Земли. Они позволяют предполагать изменение динамики мантии в целом и, прежде всего, стиля конвекции на границе раннего докембрия и позднего протерозоя-фанерозоя.

Работа поддержана грантами РФФИ (№№: 07-05-00527-а, 08-05-00861-а), грантом президента РФ НШ-3533.2008.5, а также программами №4 и №5 фундаментальных исследований ОНЗ РАН.

Литература

Глебовицкий В. А., Л. П. Никитина, Н. О. Овчинников, Ю. Д. Пушкарев, А. А. Пестриков, М. С. Бабушкина (2005), Верхняя мантия под архейскими кратонами: термальное состояние,

- химический состав, степень плавления (данные по глубинным ксенолитам), *Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы*, Наука, Иркутск, с. 80-97.
- Глебовицкий В. А., Л. П. Никитина, А. К. Салтыкова, Н. О. Овчинников, М. С. Бабушкина, Н. К. Егоров, И. В. Ащепков (2007а), Вещественная неоднородность континентальной литосферной мантии под раннедокембрийскими и фанерзойскими структурами (по данным глубинных ксенолитов из кимберлитов и щелочных базальтов), *Геохимия*, № 11, 1169-1194.
- Глебовицкий В. А., Л. П. Никитина, А. Б. Вревский, Ю. Д. Пушкарев, М. С. Бабушкина, А. Г. Гончаров (2009), Природа химической неоднородности континентальной литосферной мантии, *Геохимия*, № 9, 910-936.
- Глебовицкий В. А., Л. П. Никитина, А. К. Салтыкова, Ю. Д. Пушкарев, Н. О. Овчинников, М. С. Бабушкина, И. В. Ащепков (2007б), Термальная и химическая неоднородность верхней мантии Байкало-Монгольского региона, *Петрология*, 15, № 1, 61-92.
- Ионов Д. А., И. В. Ащепков, Х. Г. Штош, Х. А. Зек, Г. Витт-Айкшен (1993а), Ксенолиты гранатовых перидотитов Витимского вулканического поля Забайкалья: петрология и геохимия гранат-шпинелевых перидотитов переходной зоны субконтинентальной мантии, *Магматизм рифтов и складчатых поясов* (Ред. Богатикив О. А. и др.), Наука, Москва, с. 169-211.
- Ионов Д. А., У. Крамм, Х. Г. Штош, В. И. Коваленко 1993б Эволюция верхней мантии южной части Байкальской рифтовой зоны по данным изотопного состава Sr и Nd в ксенолитах Бартойских вулканов, *Магматизм рифтов и складчатых поясов* (Ред. Богатикив О. А. и др.), Наука, Москва, с. 211-234.
- Минералы. Простые окислы. Справочник. Т. II. Вып. 2* (1965), Наука, Москва, с. 342.
- Никитина Л. П., А. Г. Гончаров, А. К. Салтыкова, М. С. Бабушкина (2010), Окислительно-восстановительное состояние континентальной литосферной мантии Байкало-Монгольской области, *Геохимия*, № 1, с. 9-28.
- Пушкарев Ю. Д., Л. П. Никитина, В. И. Скиба (2005), Ксенолиты примитивной мантии как вещество источника MORB: идентификация, оценка величины Sm-Nd и Rb-Sr, *Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы*, Наука, Иркутск, с. 98-115.
- Соболев А. В., И. К. Никогосян (1994), Петрология магматизма долгоживущих мантийных струй: Гавайские о-ва (Тихий океан) и о-в Реюньон (Индийский океан), *Петрология*, 2, № 2, 131-168.
- Уханов А. В., И. Д. Рябчиков, А. Д. Харьков (1988), *Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции*, Наука, Москва.
- Boyd F. R., N. P. Pokhilenko, D. G. Pearson et al. (1997), Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths, *Contr. Mineral. Petrol.*, 128, 228-246.
- Boyd F. R. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere (1989), *Earth Planet. Sci. Lett.*, 96, 15-26.
- Boyd F. R., D. G. Pearson, S. A. Mertzman (1999), Spinel-facies peridotites from the Kaapvaal Root, *Proceed. VII Internat. Conf.*, 1, 40-48.
- Brey G. P., A. M. Doroshev, A. V. Gurnis, A. I. Turkin (1999), Garnet-spinel-orthopyroxene equilibria in the FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-Cr₂O₃ system: I. Composition and molar volumes of minerals, *Eur. J. Mineral.*, 11, 599-617.
- Carlson R. W., A. J. Irving, B. C. Hearn Jr. (1999), Chemical and isotopic systematics of peridotite xenoliths from the Williams kimberlite, Montana: clues to processes of lithosphere formation, modification and destruction, *Proceed. VII Intern. Conf.*, 1, 90-96.
- Dsiewonski D. A., A. M. (1981), Anderson Preliminary Reference Earth Model, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 25, 297-356.
- Gurnis A. V., G. P. Brey (1999), Garnet-spinel-orthopyroxene equilibria in the FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-Cr₂O₃ system: II Thermodynamic analysis, *Eur. J. Mineral.*, 11, 619-636.
- Gurnis A. V., G. P. Brey, A. M. Doroshev, A. I. Turkin, N. Simon (2003), The system MgO-Al₂O₃-SiO₂-Cr₂O₃ revisited: reanalysis of Doroshev et al.'s (1997) experiments and new experiments, *Eur. J. Mineral.*, 15, 953-964.
- Glebovitsky V. A., L. P. Nikitina, V. Ya. Khiltova, N. O. Ovchinnikov (2004), The Thermal Regimes of the Upper Mantle beneath Precambrian and Phanerozoic Structures up to the Thermobarometry data of Mantle Xenoliths, *Lithos*, 74, 1-26.
- Goncharov A. G., A. K. (2008), Saltykova Iron valency in minerals of xenoliths and redox state of the upper mantle (by Mossbauer spectroscopy data), *Hyperfine interact.*, 186, 187-192.

- Gregorie M., D. R. Bell, A. P. Le Roex (2003), Garnet lherzolites from the Kaapvaal craton (South Africa): trace element evidence for a metasomatic History, *J. Petrol.*, 44, 629-657.
- Griffin W. L., S. Y. O'Reilly, C. G. Ryan, C. G. Gaul, D. Ionov (1998), Secular variation in the composition of subcontinental lithospheric mantle, *Structure and evolution of the Australian continent. Amer. Geophys. Union. Geodynam. ser.*, 26, 1-26.
- Griffin W. L., C. G. Ryan, F. V. Kaminsky, S. Y. O'Reilly, L. M. Natapov, T. T. Win, P. D. Kinny, I. P. Ilupin (1999), The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and assembly of the Siberian craton, *Tectonophysics*, 310, 1-35.
- Harley S. S. (1984), The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂ and CaO–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂ systems, *J. Petrol.*, 25, 665–696.
- Ionov D. A. (2004), Chemical variations in peridotite xenoliths from Vitim, Siberia: inferences for REE and Hf behaviour in the garnet-facies upper mantle, *J. Petrol.*, 45, 343-367.
- Jaques A. L., H. St. C. O'Neill, C. B. Smith, J. Moon, B. W. Chappell (1990), Diamondiferous peridotite xenoliths from the Argyle (AK1) lamproite pipe, Western Australia, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 255-276.
- Klemme S., H.S. O'Neill (2000), The effect of Cr on the solubility of Al in orthopyroxene: experiments and thermodynamic modeling, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 140, 84-98.
- Kopylova M. G., J. K. Russell, H. Cookenboo (1999), Mapping the lithosphere beneath the North Central Slave craton, *Proceed. VII IKC.*, 1, 468-479.
- Kopylova M. G., J. K. Russel (2000), Chemical stratification of cratonic lithosphere: constraint from the Northern Slave craton, Canada, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 181, 71-87.
- MacKenzie J. M., D. Canil (1999), Composition and thermal evolution of cratonic mantle beneath the central Archean Slave province, NWT, Canada, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 134, 313-324.
- Neumann E.-R., W. L. Griffin, N. J. Pearson, S. Y. O'Reilly (2004), The evolution of the upper mantle beneath the Canary islands: information from trace elements and Sr isotope ratios in minerals in mantle xenoliths, *J. Petrol.*, 45, 2573-2612. S
- Neumann E.-R., E. Wulff-Pederson, N. J. Pearson, E. A. Spenser (2002), Mantle xenoliths from Tenerife (Canary Islands): evidence for reactions between mantle peridotites and silicic carbonatite melts including Ca metasomatism, *J. Petrol.*, 43, 825-857.
- Palme H., H. St. C. O'Neill (2003), Cosmochemical estimates of mantle composition, *Treatise on Geochemistry*, Elsevier Ltd., 2, 1-38.
- Pearson D. G., D. Canil, S. B. Shirey (2003), Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds, *Treatise on Geochemistry*, Elsevier Ltd., 2, 172-270.
- Peltonen P., H. Huhma, M. Tuni, N. Shimizu (1999), Garnet peridotite xenoliths from kimberlites of Finland: nature of the continental mantle at the archaic craton-proterozoic mobile belt transition, *Proc. of Seventh Int. Kimb. Conf.*, 2, 664-676.
- Pickering-Witter J., A. D. Johnston (2000), The effects of variable bulk composition on the melting systematics of fertile peridotitic assemblages, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 140, 190-21.
- Pollack H. N., D. S. Chapman (1977), On the regional variation heat flow, geotherms and lithospheric thickness, *Tectonophysics*, 38, 279-296.
- Press S. Witt G. Seck H.A., Ionov D.A., Kovalenko V.I. Spinel peridotite xenoliths from the Tariat depression, Mongolia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1986. V. 50. P. 2587-2600.
- Qi Q., A. Lawrence L. A. Taylor, X. Zhou (1995), Petrology and geochemistry of mantle peridotite from SE China, *J. Petrol.*, 36, 55-79.
- Robinson J. A. C., B. J. Wood, J. D. Blundy (1998), The beginning of melting of fertile and depleted peridotites at 1.5GPa, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 155, 97-111.
- Schmidberger S. S., D. Francis (2001), Constraints on the trace element composition of the Archean mantle root beneath Somerset Island, Arctic Canada, *J. Petrol.*, 42, 1095-1117.
- Schmidberger S. S. Francis D. (1999), Nature of the Mantle Root beneath the North American Craton: Mantle Xenolith Evidence from Somerset Island Kimberlites, *Lithos*, 48, 195–217.
- Schwab B. E., A. D. Johnston (2001), Melting systematics of modally variable compositionally intermediate peridotites and the effects of mineral fertility, *J. Petrol.*, 42, 1789-1811.
- Shirey S. B., S. H. Richardson, J. W. (2004), Harris Integrated models of diamond formation and craton evolution, *Lithos*, 77, 923-934.
- Stosch H. G., G. W. Lugmair, V. I. Kovalenko (1986), Spinel peridotite xenoliths from the Tariat depression, Mongolia. II. Geochemistry and Nd and Sr isotopic composition and their implications for the evolution of the subcontinental lithosphere, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 2601-2614.

- Tronnes R. G., D. J. Frost (2002), Peridotite melting and mineral-melt partitioning of major and minor elements at 22-24.5GPa, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 197, 117-131.
- Walter M. J. (1998), Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere, *J. Petrol.*, 39, 29-60.
- Wiechert U., D. A. Ionov, K. H. (1997), Wedepohl Spinel peridotite xenoliths from Atsagin-Dush volcano, Dariganga lava plateau, Mongolia: a record of partial melting and criptic metasomatism in the upper mantle, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 126, 345-364.
- Xu X., S. Y. O'Reilly, W. L. Griffin, X. Zhou (2003), Enrichment of upper mantle peridotite: petrological, trace element and isotopic evidence in xenoliths from SE China, *Chem. Geol.*, 198, 163-188.
- Xu X., S. Y. O'Reilly, W. L. Griffin, X. Zhou (2000), Genesis of young lithospheric mantle in SE China, *J. Petrol.*, 41, 111-148.

А. Б. ВРЕВСКИЙ, В. А. ГЛЕБОВИЦКИЙ, А. Г. ГОНЧАРОВ, Л. П. НИКИТИНА, Ю. Д. ПУШКАРЕВ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН), e-mail: ag.goncharov@ipgg.ru, lpnik@mail.ru