

**СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА  
ПО СВЕРХДЛИННЫМ СЕЙСМИЧЕСКИМ ПРОФИЛЯМ МЕТЕОРИТ И РИФТ**

**О.Л. Кусков, В.А. Кронрод, А.А. Прокофьев, Н.И. Павленкова\***

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, 119991, Москва, ул. Косыгина, 19, Россия*

*\* Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123810, Москва, ул. Бол. Грузинская, 10, Россия*

Приведены результаты моделирования сейсмической, термальной и плотностной структуры литосферной мантии Сибирского кратона на глубинах 100—300 км вдоль сверхдлинных сейсмических профилей Метеорит и Рифт. Двухмерные скоростные разрезы отражают основные особенности внутреннего строения кратона с латеральными неоднородностями, рельефом сейсмических границ на глубинах ~ 100, 150, 240 и 300 км и скоростями в интервале 8.3—8.7 км/с, отсутствием зоны пониженных скоростей в низах литосферы. Картирование термального состояния вдоль профилей Метеорит и Рифт показывает существенное понижение температуры в мантии кратона по сравнению со средними температурами окружающей кратон фанерозойской мантии, оцененными из глобальной референц-модели АК135 (не менее 300 °С). Латеральные изменения температур, отражающие аномалии термального состояния в киле кратона, происходят до ~ 200 км с некоторым понижением в его центральной части, в то время как глубже 200 км они имеют незначительный характер. Это подразумевает сохранение остаточных тепловых возмущений до данных глубин и устранение термальных неоднородностей в подошве литосферы, что должно приводить к выравниванию температур в зоне перехода от литосферы к астеносфере. Вариации химического состава практически не сказываются на интерпретации термального состояния, но сильно влияют на плотностную структуру мантии. Результаты моделирования допускают заметную фертилизацию вещества на глубинах ниже 180—200 км и стратификацию литосферной мантии кратона по химическому составу. Проведены оценки мощности химического (петрологического) и термального погранслоев под Сибирским кратоном. Петрологическая литосфера локализована на глубинах порядка 200 км. Нижняя граница термального погранслоя близка к изотерме 1450 °С и находится на уровне 300 км, что согласуется с данными по тепловым потокам и сейсмотомографии.

*Сибирский кратон, внутреннее строение, температура, плотность, ксенолиты.*

**LITHOSPHERIC MANTLE STRUCTURE OF THE SIBERIAN CRATON INFERRED  
FROM THE SUPERLONG METEORITE AND RIFT SEISMIC PROFILES**

**O.L. Kuskov, V.A. Kronrod, A.A. Prokof'ev, and N.I. Pavlenkova**

Modeling of the seismic, thermal, and density structure of the Siberian craton lithospheric mantle at depths of 100–300 km has been performed along the superlong Meteorite and Rift seismic profiles. The 2D velocity sections reflect the specific features of the internal structure of the craton: lateral inhomogeneities, seismic-boundary relief at depths of ~100, 150, 240, and 300 km, velocities of 8.3–8.7 km/s, and the lack of low-velocity zone in the lower lithosphere. Mapping of the thermal state along the Meteorite and Rift profiles shows a significant temperature decrease in the cratonic mantle as compared with the average temperatures of the surrounding Phanerozoic mantle ( $\geq 300^\circ\text{C}$ ) estimated from the global reference model AK135. Lateral temperature variations, reflecting the thermal anomalies in the cratonic keel, are observed at depths of  $< 200$  km (with some decrease in temperature in the central part of the craton), whereas at depths of  $> 200$  km, temperature variations are negligible. This suggests the preservation of residual thermal perturbations at the base of the lithosphere, which must lead to the temperature equalization in the transition zone between the lithosphere and the asthenosphere. Variations in chemical composition have a negligible effect on the thermal state but affect strongly the density structure of the mantle. The results of modeling admit a significant fertilization of matter at depths more than 180–200 km and stratification of the cratonic mantle by chemical composition. The thicknesses of chemical (petrologic) and thermal boundary layers beneath the Siberian craton are estimated. The petrologic lithosphere is localized at depths of ~200 km. The bottom of the thermal boundary layer is close to the 1450°C isotherm and is localized at a depth of 300 km, which agrees with heat flow and seismic-tomography data.

*Siberian craton, internal structure, temperature, density, xenoliths*

## ВВЕДЕНИЕ

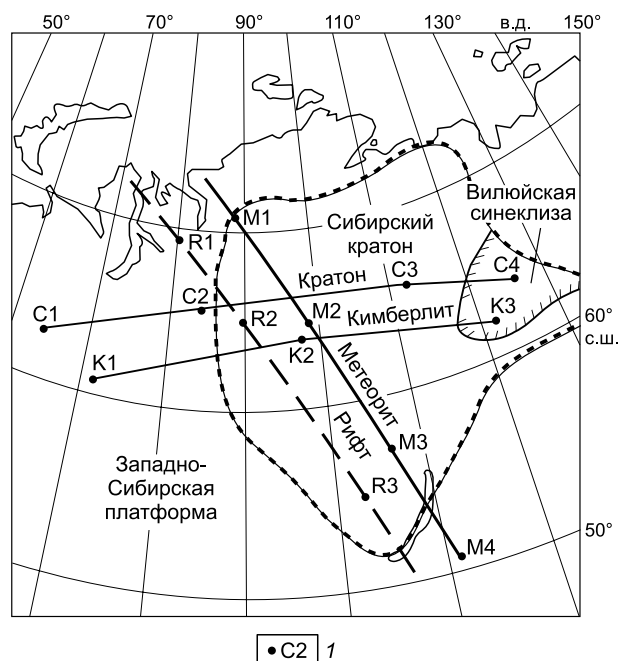
Масштабные сейсмические исследования строения коры и верхней мантии Сибирского кратона (СК) по данным, полученным на сверхдлинных профилях, проводились в 70-х годах XX в. Центром ГЕОН Мингео СССР методом глубинного сейсмического зондирования посредством возбуждения химических и мирных ядерных взрывов. Схема расположения профилей приведена на рис. 1. Профиль Кратон пересекает Далдын-Алакитское кимберлитовое поле, Тунгусский, Вилюйский и Нижнеангарский бассейны. Профиль Кимберлит проходит через Тунгусский и Вилюйский бассейны. Профиль Рифт простирается от Ямала до оз. Байкал, пересекая Пур-Гыданский и Нижнеангарский бассейны. Профиль Метеорит пролегает через Пур-Гыданский, Тунгусский и Нижнеангарский бассейны. Сибирский кратон характеризуется высокими скоростями, низким тепловым потоком и в то же время широким развитием траппового магматизма [Розен и др., 2006].

Было отработано 3—4 ядерных взрыва и около 30 химических. Необходимая для реконструкции строения литосферной мантии (ЛМ) информация в основном была получена за счет ядерных взрывов, поскольку при химических — на таком расстоянии между пунктами приема полезный сигнал от волн, преломленных в верхах мантии, регистрировался лишь на расстоянии 250—350 км от пункта взрыва. В то же время от ядерных источников были получены интенсивные записи на расстояниях до 3000 км, что позволило фиксировать волны на глубинах переходной зоны мантии вплоть до 700 км. Обработка данных по отдельным профилям осуществлялась во многих работах [Upper mantle..., 1997; Егоркин, 1999, 2004; Pavlenkova et al., 2002; Суворов и др., 2005, 2010; Павленкова, 2006; Pavlenkova, Pavlenkova, 2006; Suvorov et al., 2006]. Несмотря на одни и те же первичные данные, опубликованные сейсмические модели существенно отличаются друг от друга: на одних разрезах модель описывается слоями с постоянными скоростями на границах слоев, на других — скорости меняются по горизонтали внутри слоев, на третьих — они изменяются от блока к блоку. Эти различия связаны с разной методикой обработки экспериментальных волновых полей и разным объемом используемой информации, что приводит к существенным различиям в топологии профилей и значениях скоростей  $P$ -волн в литосфере кратона. Монтажи сейсмограмм показали сложный характер мантийных волн: изменчивость (и даже инверсия) кажущихся скоростей, большое количество высокоамплитудных вступлений [Павленкова, 2006]. Надежные данные по скоростям  $S$ -волн отсутствуют.

В предыдущих работах [Kuskov et al., 2006; Кронрод, Кусков, 2007; Кусков и др., 2011] разработан петролого-геофизический подход, основанный на термодинамическом аппарате, для реконструкции термохимической структуры верхней мантии Земли из абсолютных скоростей сейсмических  $P$ -,  $S$ -волн. В настоящей работе проведено картирование сейсмических свойств, термального состояния и плотности литосферной мантии Сибирского кратона вдоль профилей Рифт и Метеорит на глубинах 100—300 км. Основная задача состоит в обращении (инверсии) скоростных разрезов в профили температуры и плотности с учетом петролого-геохимических ограничений на состав и свойства деплетированного вещества (гранатовый перидотит — GP) и фертильного вещества примитивной мантии (PM). Кооперативные воздействия термических и плотностных неоднородностей, связанных с аномалиями химического состава, а также термального состояния, являются физической основой для вывода ограничений на состав, мощность литосферной мантии и оценки глубин залегания химического (петрологического), термального погранслоев под Сибирским кратоном. Кроме того, они служат движущей силой перемещения литосферных блоков и определяют физико-химическую эволюцию литосферы при изменении геодинамической обстановки [Верниковский и др., 2009; Добрецов, 2010].

**Рис. 1.** Схема расположения сверхдлинных сейсмических профилей на Сибирской платформе, отработанных на основе мирных ядерных взрывов [Егоркин, 1999, 2004; Павленкова, 2006].

1 — пункты взрыва.



## СОСТАВ И СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА

### Сейсмические модели Рифт, Метеорит

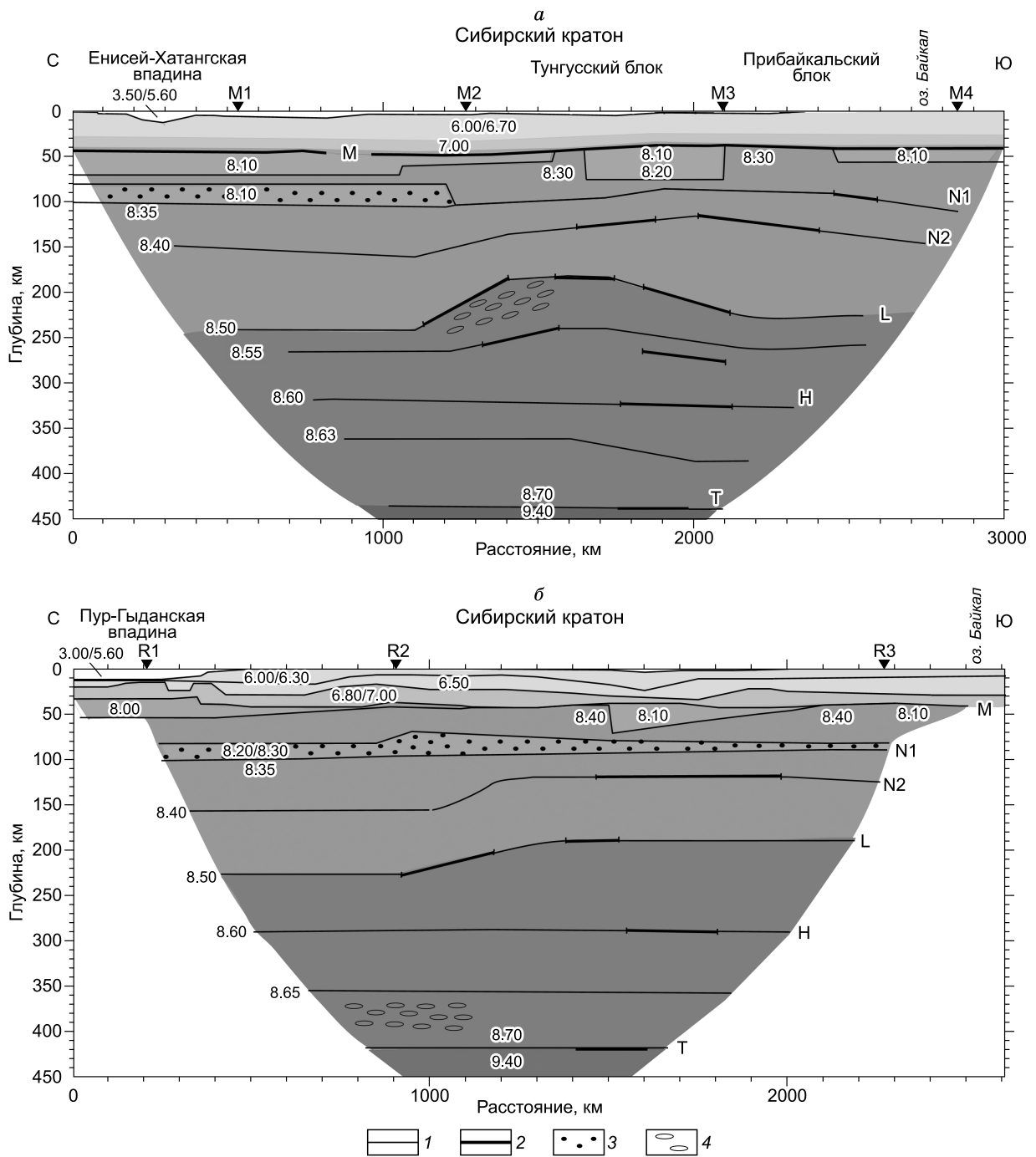
Общие представления о внутреннем строении коры и верхней мантии Сибири получены различными томографическими методами в комплексе с другими геофизическими данными [Дучков, Соколова, 1997; Грачев, Кабан, 2006; Koulakov, Bushenkova, 2010; Эпов и др., 2012]. Более детальное изучение строения Сибирского кратона осуществлялось по уникальным сейсмическим профилям, отработанным на основе химических и мирных ядерных взрывов, зарегистрированных вдоль сверхдлинных геотраверсов при эпицентральных расстояниях до ~ 3000 км (см. рис. 1) [Upper mantle..., 1997; Егоркин, 1999, 2004; Павленкова, 2006; Суворов и др., 2010].

В настоящей работе приняты модели [Павленкова, 2006; Pavlenkova, Pavlenkova, 2006] с изменениями после дополнительных расчетов. Скоростные разрезы вдоль сверхдлинных профилей Метеорит и Рифт (рис. 2), основанные на обработке экспериментального материала, дают информацию о латеральных и вертикальных неоднородностях верхней мантии. Модели получены методом математического моделирования: задавалась стартовая модель, далее строились годографы преломленных и отраженных волн, которые потом сопоставлялись с наблюдаемыми данными. При несовпадении расчетных времен до 0.2 с в модель вводились исправления и вновь проводились расчеты. Стартовые двухмерные модели задавались на основе временных разрезов определенной базовой модели верхней мантии, что позволило представить разрезы в единой форме и построить трехмерную модель верхней мантии, а также повысить достоверность построений. Сначала корреляция волн осуществлялась независимо для каждого пункта взрыва. Первые вступления разбивались на ветви с различными кажущимися скоростями, отмечались участки резкого изменения интенсивности волн и разрывы в годографах, затем выделялись наиболее интенсивные последующие вступления, и проводилась увязка всех волн по встречным и нагоняющим годографам.

В целом монтажи сейсмограмм отражают сложный характер волновых полей с резкой изменчивостью кажущихся скоростей и амплитуд первых вступлений, а также большого количества высокоамплитудных последующих вступлений. Для того чтобы учесть влияние на записи мантийных волн неоднородностей земной коры, предварительно были обработаны данные по всем химическим взрывам и построены детальные скоростные разрезы земной коры. Интерпретация записей мантийных волн состояла из нескольких этапов с многочисленными обратными связями. Эти этапы включали обработку сейсмических записей с различными видами фильтрации, корреляцию регулярных волн, анализ годографов и определение природы регистрируемых волн, построение стартовых скоростных моделей на основе решения обратных задач. Кроме того, проводилось математическое моделирование (решение прямой задачи для стартовых моделей, сопоставление расчетных годографов и синтетических сейсмограмм с наблюдаемыми записями) и выбор на этой основе оптимальных решений. При помощи математического моделирования проверялась возможная неоднозначность построений. Достоверность построенных скоростных разрезов определялась по степени их сходимости в точках пересечения профилей. Она оказалась в пределах 0.05 км/с до глубины 200—250 км (с этих глубин волны регистрируются в первых вступлениях) и 0.10 км/с на большей глубине.

В недавно опубликованной работе [Суворов и др., 2010] рассмотрена скоростная модель верхней мантии по профилю Рифт, которая на глубинах до 200 км существенно отличается от модели, представленной на рис. 2. Сопоставление моделей показывает, что при столь редком расположении источников задача разделения вертикальных и горизонтальных неоднородностей не имеет однозначного решения [Суворов и др., 2010]. По этой причине к сейсмическим профилям, в которых происходит чередование высоко- и низкоскоростных слоев, следует относиться с известной долей осторожности [Кусков и др., 2011].

Построенные двухмерные скоростные разрезы определяют главные особенности структуры верхней мантии СК вдоль профилей Рифт и Метеорит (см. рис. 2). На профилях прослеживаются отражающие границы на глубинах ~ 100, 150, 240 и 300 км со скоростями в интервале 8.2—8.7 км/с. Они не являются границами первого рода, но их природа не ясна, поскольку на этих глубинах фазовые переходы не выявлены [Кусков, Кронрод, 2006, 2007]. Причины и механизм формирования сейсмических границ также остаются неясными. Наиболее значимой со структурной точки зрения является граница N1, вероятно, имеющая глобальный характер [Павленкова, 2006]. Она подстилает слои с пониженной скоростью и неоднородные по горизонтали верхи мантии (см. рис. 2). Ниже 100 км заметные горизонтальные неоднородности исчезают. Это, возможно, связано с тем, что нижняя часть литосферы может быть представлена реологически ослабленным материалом [Pavlenkova, 2011]. Глубина границы N практически не изменяется вдоль профилей и находится вблизи 300 км. На этих глубинах увеличивается степень пластичности вещества, что следует из уменьшения величин добротности, определенных на основе спектрального анализа сейсмических волн [Егоркин и др., 1981]. Одна из особенностей моделей — отсутс-



**Рис. 2. Двухмерные скоростные разрезы вдоль профилей Метеорит (а) и Рифт (б), по данным [Pavlenkova, Pavlenkova, 2006] с изменениями после дополнительных расчетов.**

1 — границы слоев с разной скоростью (км/с),  $v_p$  линейно возрастают между границами; 2 — участки сейсмических границ, от которых получены интенсивные отраженные волны; 3 — зоны инверсии скорости; 4 — области повышенной гетерогенности (расслоенности) среды. М — подошва коры, N1, N2, L, H, T — границы в мантии. Пункты взрыва M1 и M4, R1 и R3 расположены на краях профилей, поэтому значения  $v_p$  на больших глубинах отсутствуют.

твие четко выраженной зоны пониженных скоростей. Поскольку под древними платформами частичное плавление отсутствует, то вероятная причина этого состоит в незначительном контрасте скоростей распространения  $P$ -,  $S$ -волн в породах деплетированной литосферы и фертильном веществе примитивной мантии, отражающем состав твердофазной астеносферы (таблица).

**Химический (мас. %) и фазовый (мол. %) составы, физические свойства гранатового лерцолита, среднего состава гранатового перидотита и вещества примитивной мантии в пересчете на систему NaTiCFMAS**

Химический и фазовый составы, физические свойства	GP	PM	Lh
SiO <sub>2</sub>	45.42	45.25	46.15
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.21	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.32	4.50	1.21
FeO	7.03	8.48	6.55
MgO	45.28	37.58	45.25
CaO	0.78	3.64	0.71
Na <sub>2</sub> O	0.09	0.34	0.08
Сумма	100.0	100.0	100.0
Mg#	92.00	88.80	92.5
Ol	65.9	56.1	61.8
Gar	1.5	5.6	1.4
Орх	26.3	4.3	31.4
Срх	6.2	33.7	5.3
ρ, г/см <sup>3</sup>	3.370	3.440	3.362
v <sub>p</sub> , км/с	8.442	8.457	8.438
v <sub>s</sub> , км/с	4.709	4.683	4.717
K <sub>S</sub> , кбар	140.52	145.49	139.68
G, кбар	74.73	75.44	74.80

Примечание. Модельная мультисистема Na<sub>2</sub>O—TiO<sub>2</sub>—CaO—FeO—MgO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub> (NaTiCFMAS) с твердыми растворами включает фазы постоянного и переменного состава: α-β-кварц, коэзит, стишовит, минералы группы Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>, плагиоклаз (Pl), железомagneзиальные оливин (Ol), шпинель (Sp) и ильменит (Ilm) — бинарные растворы, гранат (Gar, пироп-альмандин-гроссуляр), ортопироксен (Орх — 5-компонентный раствор, MgSiO<sub>3</sub>, FeSiO<sub>3</sub>, Ca<sub>0.5</sub>Mg<sub>0.5</sub>SiO<sub>3</sub>, Ca<sub>0.5</sub>Fe<sub>0.5</sub>SiO<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и клинопироксен (Срх — 6-компонентный раствор, те же компоненты плюс жадеитовый минал). Средний состав гранатового перидотита (GP) и состав вещества примитивной мантии (PM) приняты по [McDonough, 1990]; состав гранатового лерцолита (Lh) из Далдын-Алакитского кимберлитового поля принят по [Griffin et al., 2003]. Весь титан включен в ильменит, количество которого составляет 0.03—0.10 мол. % для гранатового перидотита и 0.4 % для модели PM. В качестве примера приведен химический состав фазовых ассоциаций на глубине 180 км (57 кбар, 900 °C); модальный состав изменяется в зависимости от температуры и давления.

GP: 65.9 % Ol (Fo<sub>92.6</sub>) + 26.3 % Орх (En<sub>91.3</sub>OrthoDi<sub>1</sub>OrthoFs<sub>7.1</sub>OrthoHed<sub>0.5</sub>OrthoCor<sub>0.1</sub>) + 1.5 % Gar (Py<sub>80</sub>Alm<sub>17</sub>Gros<sub>3</sub>) + 6.2 % Срх (ClEn<sub>32</sub>Di<sub>36</sub>ClFs<sub>6</sub>Hed<sub>13</sub>Jd<sub>12.7</sub>ClCor<sub>0.3</sub>).

PM: 56.1 % Ol (Fo<sub>91.9</sub>) + 5.6 % Gar (Py<sub>77</sub>Alm<sub>19</sub>Gros<sub>4</sub>) + 4.3 % Орх (En<sub>90.3</sub>OrthoDi<sub>1.3</sub>OrthoFs<sub>7.7</sub>OrthoHed<sub>0.6</sub>OrthoCor<sub>0.1</sub>) + 33.7 % Срх (ClEn<sub>31.5</sub>Di<sub>38</sub>ClFs<sub>6</sub>Hed<sub>14.8</sub>Jd<sub>9.5</sub>ClCor<sub>0.2</sub>).

Lh: 61.9 % Ol (Fo<sub>93</sub>) + 31.4 % Орх (En<sub>91.6</sub>OrthoDi<sub>1.1</sub>OrthoFs<sub>6.7</sub>OrthoHed<sub>0.5</sub>OrthoCor<sub>0.1</sub>) + 1.4 % Gar (Py<sub>80</sub>Alm<sub>16</sub>Gros<sub>4</sub>) + 5.3 % Срх (ClEn<sub>32</sub>Di<sub>35.7</sub>ClFs<sub>5.7</sub>Hed<sub>13.3</sub>Jd<sub>13</sub>ClCor<sub>0.3</sub>).

Зоны пониженных скоростей традиционно объясняются присутствием водосодержащих минералов или флюида, понижающего температуру солидуса, в результате чего может наступить частичное плавление. С другой стороны, известно, что мантия докембрийских кратонов имеет низкий тепловой поток и является довольно холодной (без признаков плавления) [Дучков, Соколова, 1997; Rudnick et al., 1998; Artemieva, Mooney, 2001; Deen et al., 2006]. Поэтому мощность литосферы можно оценить лишь приблизительно по косвенным данным — по изменению добротности и общего сейсмоструктурного плана верхней мантии [Павленкова, 2011]. В целом приведенные данные по профилям Рифт и Метеорит показывают, что для верхней мантии Сибирской платформы характерны существенные неоднородности как по вертикали, так и по горизонтали (см. рис. 2). Это выражается в изменчивости сейсмических скоростей, рельефа сейсмических границ, степени расчлененности и локальной неоднородности.

### **Петролого-геохимические данные по композиционной неоднородности литосферной мантии**

Петролого-геохимические данные указывают на химическую гетерогенность мантии, вероятно, связанную с условиями формирования и геологической эволюции Сибирского кратона [Соболев, 1974; Boyd et al., 1997; Griffin et al., 1996; Шимизу и др., 1997; Глебовицкий и др., 2001; Ashchepkov et al., 2010]. Ксенолиты кимберлитов дают уникальную информацию о составе литосферной мантии. Согласно

но многим авторам, истощенность ультраосновных пород с глубиной уменьшается, что определяется, например, по гранатам с низким содержанием рассеянных элементов (например,  $Y < 10$  г/т) [Griffin et al., 1996].

Предполагается, что мантия стратифицирована по химическому составу и имеет сильнообедненный (дунит/гарцбургитовый) состав до 150—180 км. На этих глубинах можно предположить существование размытой по составу химической/петрологической границы [Griffin et al., 2003; Lee et al., 2005; Artemieva, 2009]. На больших глубинах мантия сложена смесью обедненных и метасоматически обогащенных гранатовых лерцолитов [Соловьева и др., 1994; Boyd et al., 1997; Griffin et al., 2003; Ionov et al., 2010]. С глубиной, возможно, происходит постепенное обогащение вещества вплоть до фертильного состава примитивной мантии [King, 2005; Lee et al., 2005; Kuskov et al., 2006; Afonso et al., 2008], который в петрологическом отношении близок к веществу конвектирующей мантии.

Состав литосферной мантии задавался веществом деплетированного гранатового перидотита до глубины 180 км, ниже 180 км — по модели фертильного вещества примитивной мантии [McDonough, 1990; Griffin et al., 2003; Кусков и др., 2011] (см. таблицу). Средний состав деплетированного гранатового перидотита близок к составу гранатового лерцолита из Далдын-Алаkitского кимберлитового поля [Griffin et al., 2003] (см. таблицу).

## ОБРАЩЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ В ТЕРМИНЫ ТЕМПЕРАТУРЫ

### Термодинамический подход

Плотность и сейсмические скорости являются функциями температуры, давления, химического состава пород и определяются законами термодинамического равновесия. Поэтому задачи моделирования минерального состава, теплового режима, термических и упругих свойств мантии оказываются тесно связанными. Решение задачи по восстановлению температуры и/или химического состава по сейсмическим данным рассматривалось в работах [Kuskov, 1997; Cammarano et al., 2003; Shapiro, Ritzwoller, 2004; Khan et al., 2008; Кусков и др., 2009]. Поскольку распределение температуры *a priori* неизвестно, то решение обратной задачи заключается в конверсии информации по геофизическим полям в термины температуры. В работе находится распределение температуры в зависимости от глубины по заданному профилю скоростей  $P$ -волн при фиксированном химическом составе.

Расчеты равновесного состава фазовых ассоциаций, скоростей упругих волн и плотности проведены с помощью метода минимизации свободной энергии Гиббса и уравнения состояния мантийного вещества с учетом эффектов фазовых превращений, ангармонизма и неупругости на основе программного комплекса и базы данных THERMOSEISM в семикомпонентной мультисистеме  $\text{Na}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$  (NaTiCFMAS) с фазами переменного состава — неидеальными твердыми растворами. Методика расчетов, исходные данные, источники и погрешности термодинамических расчетов обсуждаются в работах [Fabrichnaya, Kuskov, 1991, 1994; Kuskov, 1995, 1997; Кусков и др., 2009]. Примеры расчетов приведены в таблице. Расчет уравнения состояния (УРС) минералов проведен в квазигармоническом приближении Ми—Грюнайзена—Дебая на основе модели упругого континуума с использованием потенциала Борна—Майера для аппроксимации потенциальной части УРС и дебаевского приближения для тепловой его части [Кусков, Кронрод, 2006; Кусков и др., 2009]:

$$P(V, T) = P_p(V) + \frac{\gamma}{V} E_T(V, T). \quad (1)$$

Уравнение (1) содержит три неизвестные функции: потенциальную составляющую давления, или так называемую холодную изотерму  $P_p(V)$ , зависящую только от объема ( $V$ ), тепловую составляющую внутренней энергии  $E_T(V, T)$  и параметр Грюнайзена  $\gamma$ .

Плотность и скорости упругих волн фазовой ассоциации, состоящей из минералов — твердых растворов, рассчитываются в предположении, что порода представляет равновесную смесь изотропных фаз. Скорости  $P$ - и  $S$ -волн равновесной фазовой ассоциации  $v_{anh}(P, T, X)$  в системе NaTiCFMAS с учетом фазовых превращений и ангармонического вклада, не зависящие от частоты, определяются по известным формулам:

$$v_p^2 = \frac{K_s + 4/3G}{\rho}, \quad (2)$$

$$v_s^2 = \frac{G}{\rho}, \quad (3)$$

где адиабатический модуль сжатия ( $K_s$ ) и плотность ( $\rho$ ) фазовой ассоциации находятся из уравнения состояния (1), а для модуля сдвига ( $G$ ) принята линейная зависимость от температуры и давления. Для

расчета упругих модулей используется усреднение Фойгта—Реусса—Хилла. Распределение давления по глубине задается аппроксимацией данных модели PREM.

Результаты расчетов показывают, что при  $PT$ -условиях верхней мантии различия в скоростях деплетированного и фертильного веществ малы и составляют менее 0.3 % для  $v_p$  и 1 % для  $v_s$  (см. таблицу). Геотермы, рассчитанные из сейсмических данных для таких составов, различаются между собой не более чем на 50 °C [Кусков и др., 2011]. Таким образом, изменение состава от сильнодеплетированного материала (гранатовые перидотиты, гарцбургиты) до фертильного вещества мантии оказывает слабое влияние на сейсмические скорости, которое трудно (или, скорее, невозможно) зарегистрировать сейсмическими методами [Kuskov et al., 2006; Afonso et al., 2008; Jones et al., 2009; Кусков и др., 2011], но сопровождается заметным изменением плотности породы (см. таблицу). Плотность вещества РМ на 2—3 % выше, чем плотность деплетированного вещества, что эквивалентно изменению температуры более чем на 500 °C.

В расчетах учитывались поправки на эффекты неупругости, связанные с сейсмическим затуханием в поликристаллических породах мантии. Эффекты неупругости проявляются в уменьшении скоростей сейсмических волн и оцениваются с помощью фактора добротности через коэффициенты  $Q_s$ ,  $Q_p$ . Расчет  $Q_s$  осуществлен по модели [Anderson, 1989; Sobolev et al., 1996; Cammarano et al., 2003]:

$$Q_s(P, T, \omega) = A_T \omega^\alpha \exp\left(\frac{\alpha g T_m(P)}{T}\right), \quad (4)$$

где  $P$  — давление,  $R$  — газовая постоянная,  $T$  — абсолютная температура,  $T_m$  — температура солидуса перидотита, по [Hirschmann, 2000],  $\omega = 2\pi f$  — круговая частота,  $f$  — частота. Расчет  $v_{p,s}$  с учетом ангармонического вклада, эффектов фазовых превращений и неупругости производится по соотношению [Sobolev et al., 1996; Cammarano et al., 2003]

$$v_{anel}(P, T, X, \omega) = v_{anh}(P, T, X) [1 - 1/2Q(P, T, \omega) \tan(\pi\alpha/2)], \quad (5)$$

где первый член в правой части определяется при составе ( $X$ ) в результате термодинамического расчета фазовых равновесий, а второй характеризует неупругое поглощение сейсмических волн и связан с фактором  $Q = Q_{s,p}$  уравнением (4). Метод расчета  $Q_p$  через  $Q_s$  обсуждается ниже.

Безразмерные параметры  $A_T$ ,  $\alpha$ ,  $g$  оценивались в работах [Sobolev et al., 1996; Cammarano et al., 2003; Shapiro, Ritzwoller, 2004]; здесь во всех расчетах  $\alpha = 0.2$ ,  $g = 30$ , круговая частота фиксировалась на уровне 1 Гц (изменение частоты в интервале 0.15—1.00 Гц вносит незначительную ошибку в определение температуры). В этих работах отмечалось влияние величины  $A_T$  на результаты восстановления температуры по сейсмическим данным. Как было показано [Кронрод, Кусков, 2007], вариации  $A_T$  от 0.003 до 0.060 приводят к различиям по температуре до ~ 200 °C. Зависимость (4) при постоянном параметре  $A_T$  может быть применена для восстановления температуры лишь в ограниченном интервале глубин ( $H$ ). Поэтому мы используем зависимость параметра  $A_T$  в виде  $A_T = A_T(H)$  [Кронрод, Кусков, 2006, 2007]:

$$A_T = m_1 \exp[m_2 (H - 80)/(H_{lit} - 80)] \quad (H \leq H_{lit}),$$

$$A_T = A_{lit} \quad (H > H_{lit}), \quad (6)$$

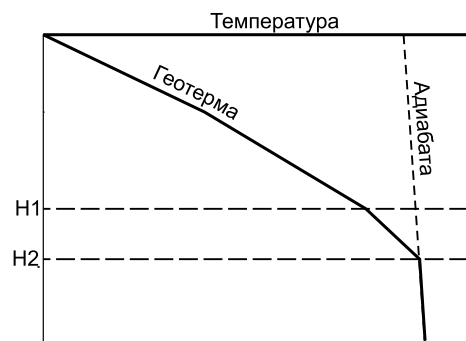
где константы  $m_1 = 0.0016$ ,  $m_2 = 4.17$  определены из условия наилучшего приближения расчетных профилей температуры по глобальной модели АК135 [Kennett et al., 1995] к осредненной континентальной геотерме при поверхностном тепловом потоке 50—55 мВт/м<sup>2</sup> [Deen et al., 2006; Artemieva, 2009]. Референц-модель АК135 использована для восстановления осредненного распределения температуры в мантии Земли под континентами. Это дает возможность сопоставления термальных режимов Сибирского кратона и окружающей его более молодой в тектоническом отношении мантии.  $H_{lit}$  — нижняя граница термического погранслоя (TBL — thermal boundary layer), под которой понимается точка пересечения регионального профиля температуры (геотермы) с потенциальной мантийной адиабатой ~ 1300 °C и градиентом 0.3—0.5 град/км [Rudnick et al., 1998; Eaton et al., 2009] (рис. 3).  $H_{lit}$  определяется приближенно по точке перехода геотермы от области с большими градиентами  $T \approx 4$ —6 град/км к области с малыми градиентами, близкими к адиабатическим. На глубинах, больших  $H_{lit}$ , величина  $A_T(H)$  считается постоянной:  $A_T(H) = A_T(H_{lit})$ .

Процедура обращения абсолютных скоростей  $P$ -,  $S$ -волн в температурные профили при заданном составе породы основана на минимизации отклонений расчетных значений  $v_{anel}(P, T, X, \omega)$  от экспериментальных сейсмических скоростей  $v_p^o$  или  $v_s^o$  в каждой  $j$ -й точке по глубине сейсмического профиля:

$$\Phi_{j,U} = |v_{U,j}^o - V_{U,anel}(P, T, X, \omega)|_j \quad (U = S, P). \quad (7)$$

**Рис. 3. Схематические определения литосферной мантии [Jaupart, Mareschal, 2007; Eaton et al., 2009].**

H1 — стабильный слой, в котором теплоперенос осуществляется по кондуктивному механизму; H1 — H2 — переходный слой, под ним находится конвектирующая мантия;  $H_{lit} = H2$  — нижняя граница литосферы (или толщина термического погранслоя).



В результате решения методом Ньютона находится взаимно согласованная зависимость: рассчитанная скорость  $P$ - или  $S$ -волн — температура — плотность — фазовый состав — давление (глубина) [Кронрод, Кусков, 2007; Кусков и др., 2011]. Мы не учитываем влияние размеров зерен на неупругость в связи с отсутствием экспериментальных данных по сложным минеральным системам [Dalton, Faul, 2010]. Влияние элементов, присутствующих в малых концентрациях, летучих и частично-го плавления в холодной мантии кратона на сейсмические скорости также не рассматривается. Анализ ошибок показывает, что погрешности расчетов по температуре достигают  $\pm 100^\circ\text{C}$ , а в определении мощности литосферы  $\pm 30$  км.

### Модели расчета эффектов неупругости

Для расчета эффекта неупругости имеются объективные сложности, связанные с полуэмпирическим характером моделей. Кроме того, если для определения  $Q_S$  имеется качественная модель (4), то в расчете  $Q_P$  существует неопределенность. Поэтому для обоснования выбора конкретной модели расчета величин  $Q_{S,P}$  особое внимание уделено методу оценки поправки эффекта неупругости в  $v_P$ . Далее для удобства изложения каждой модели присвоен условный номер.

**Модель 1.** Параметр  $Q_S$  рассчитывается по (4) с переменными по глубине коэффициентами  $A_T$  (6). Расчет  $Q_P$  через  $Q_S$  основан на зависимости [Anderson, 1989]

$$Q_P^{-1} = (1 - L)Q_K^{-1} + LQ_S^{-1}, \quad L = 4/3(v_S/v_P)^2. \quad (8)$$

Здесь  $Q_K$  — коэффициент объемного затухания, подлежащий определению. В работах [Anderson, 1989; Sobolev et al., 1996; Sammartano et al., 2003] в верхней мантии приняты значения  $Q_K$ , равные 479 и 1000. При  $Q_K \rightarrow \infty$ , т.е. когда можно пренебречь затуханием за счет объемной релаксации, отношение  $Q_P/Q_S$  максимально и должно стремиться к  $1/L$ , причем для того, чтобы  $Q_S$  и  $Q_P$  были совместны, необходимо выполнение условия  $Q_P < Q_S/L$ . Поэтому на глубинах ниже 80 км принята переменная по глубине зависимость  $Q_K = Q_{K,80}(Q_S/Q_{S,80})^{1.5}$  [Кронрод, Кусков, 2007], где  $Q_{K,80 \text{ км}} = 1000$ ;  $Q_{S,80} = Q_S$  на глубине 80 км.

**Модель 2.** Здесь предполагается, что коррекция температуры по скорости  $v_S$  эквивалентна коррекции температуры по  $v_P$ , т.е.

$$\Delta v_{P,anel} = (dT_P/dv_P)/(dT_S/dv_S)\Delta v_{S,anel}. \quad (9)$$

Из (9) следует, что поправки на неупругость в значениях  $v_P$  находятся непосредственно по поправкам  $\Delta v_{S,anel}$  к значениям скорости  $v_{S,anel}$ . Величины  $Q_S$  и  $\Delta v_{S,anel}$  могут быть определены независимо по (4)–(6). Соответствующее данному значению  $Q_S$  изменение температуры имеет вид  $\Delta T_S = (dT_S/dv_S)\Delta v_{S,anel}$ . В (9) все частные производные определяются с помощью базы данных THERMOSEISM.

**Модель 3.** Отношение  $Q_P/Q_S$  в верхней мантии, как следует из моделей [Anderson, 1989; Kennett et al., 1995; Durek, Ekström, 1996], достаточно консервативная величина. Поэтому мы, среди прочих, рассмотрели вариант определения  $Q_P$  через отношение:

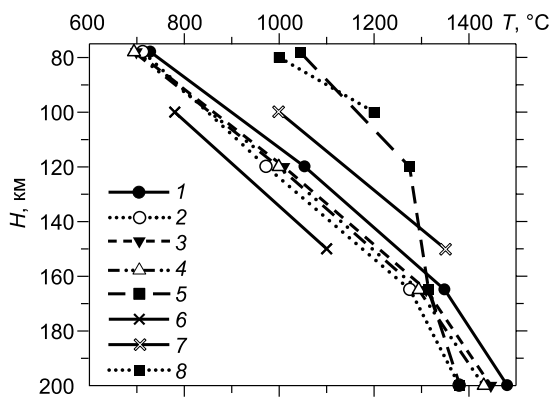
$$Q_P = fQ_S, \quad (10)$$

где для верхней мантии  $f = 9/4$  [Anderson, 1989]. Величина  $Q_S$  в (10) определяется по (4).

**Модель 4.** Для тестовых расчетов на основании модели [Durek, Ekström, 1996] задается ступенчатый профиль  $Q_S$ :  $H < 80$  км,  $Q_S = 190$ ;  $80 < H < 220$  км,  $Q_S = 71$ ;  $H > 220$  км,  $Q_S = 166$ . Величина  $Q_P$  вычислялась через (10). Этот метод является наиболее простым, поскольку в нем используются известные профили  $Q_S$ .

На рис. 4 приведены оценки температур, полученные из скоростей  $P$ -,  $S$ -волн модели АК135, принятой для восстановления осредненной температуры в нормальной (необедненной) мантии (off-cratonic mantle) [Кусков и др., 2011]. Можно видеть, что кривые, вычисленные на основе модели 4, значительно отличаются от остальных моделей. Это, скорее всего, связано с тем, что ступенчатое изменение  $Q_S$ , а





**Рис. 4.** Оценки температур континентальной литосферы, восстановленных по скоростям  $P$ - и  $S$ -волн референс-модели AK135 [Kennett et al., 1995], для состава гранатового перидотита в сопоставлении с кондуктивными геотермами [Deen et al., 2006].

1, 2 — модель 1: 1 —  $v_p$ , 2 —  $v_s$ ; 3—5 — модели 2—4 соответственно; 6, 7 — кондуктивные геотермы 45 и 55 мВт/м<sup>2</sup>; 8 — юго-восточная Австралийская геотерма. Из сравнения видно, что температуры, полученные по модели 4 (5), лежат за пределами коридора значений 45—55 мВт/м<sup>2</sup> и отличаются anomalously высокими значениями.

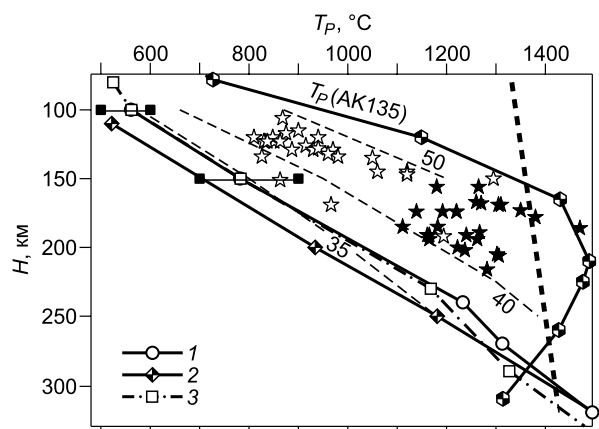
также постоянное отношение  $Q_p/Q_s = 9/4$  не дают полной картины зависимости температуры от скоростей, и результаты вычислений, основанных на данном методе, не отвечают принятым физическим закономерностям, так как градиент температуры с глубиной не должен увеличиваться. Ибо в противном случае приходится предполагать наличие теплового возмущения или изменение теплофизических свойств породы с глубиной при постоянном тепловом потоке из мантии. Модель 4 дает anomalously высокие температуры, характерные для юго-восточной Австралийской адвективной геотермы [Deen et al., 2006] и неприемлемые для субконтинентальной мантии. Остальные методы дают схожие температуры, сопоставимые с геотермой  $\sim 50$  мВт/м<sup>2</sup>, что является разумным значением для континентальной мантии [Artemieva, 2009]. В настоящей работе использована модель 1.

#### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ И ПЛОТНОСТИ В ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ

Картирование термального состояния и плотности мантии по латерали и вертикали проведено обращением скоростных моделей Рифт, Метеорит (см. рис. 2). Петрологические исследования показывают, что деплетированная мантия древних кратонов простирается до глубин 150—200 км, и допускают существенную фертилизацию на больших глубинах, когда деплетированные тугоплавкие ассоциации подстилаются более фертильной литологией [Соловьева и др., 1994; Gaul et al., 2000]. С целью упрощения построения моделей и вслед за многими авторами [Forte, Perry, 2000; King, 2005; Lee et al., 2005; Afonso et al., 2008; O'Reilly, Griffin, 2010] допустим, что химическая (петрологическая) граница находится на уровне глубин  $\sim 180$  км; ниже мы обсудим эту проблему более подробно. 1-D и 2-D модели теплового поля и плотности восстановлены в приближении двух крайних составов: гранатового перидотита (модель GP) на глубинах 100—180 км и фертильного вещества примитивной мантии (модель PM) на глубинах ниже 180 км (см. таблицу). Это предположение не сказывается заметно на определении термального состояния мантии, поскольку геотермы, восстановленные для составов GP и/или PM, различаются между собой не более чем на 50 °C, что является следствием пренебрежимо малого различия в скоростях пород (см. таблицу) [Кусков и др., 2011].

**Рис. 5.** Распределение температур в литосферной мантии Сибирского кратона, восстановленное из моделей Метеорит и Рифт (см. рис. 2) на разных расстояниях от начала профилей для гранатового перидотита (GP) на глубинах 100—180 км и фертильного вещества (PM) на глубинах 180—300 км.

1, 2 — профиль Метеорит: 1 — пункт взрыва М1 (800 км), северо-запад кратона; 2 — пункт взрыва М3 (2000 км), вблизи юго-восточного окончания профиля; 3 — профиль Рифт, пункт взрыва R2 (900 км), западная часть кратона. Светлые и темные звезды — равновесные  $PT$ -параметры гранулярных и деформированных ксенолитов гранатовых перидотитов из кимберлитовых трубок Мир, Удачная, Обнаженная [Соловьева и др., 1994; Boyd et al., 1997; Шимизу и др., 1997; Ionov et al., 2010], которые отсутствуют вдоль профилей, показаны для сравнения.  $T_p(AK135)$  — осредненная континентальная геотерма. Тонкие штриховые линии — модельные кондуктивные геотермы 35, 40 и 50 мВт/м<sup>2</sup>. Потенциальная адиабата 1300 °C показана толстой штриховой линией. Интервал температур на глубинах 100 и 150 км [Artemieva, Mooney, 2001] отмечен залитыми квадратами. Пересечение восстановленных геотерм с адиабатой соответствует глубине термической литосферы около 300—330 км.



**Одномерные модели.** Обсудим сначала поведение одномерных моделей распределения температур ( $T_p$ ) вдоль профилей Метеорит и Рифт. Сейсмические геотермы отражают термальное состояние современной мантии. Представляет интерес их сопоставление с данными термобарометрии и средней температурой континентальной мантии. Профили  $T_p$  проходят вблизи кондуктивных геотерм, соответствующих поверхностному тепловому потоку 35 мВт/м<sup>2</sup> (см. рис. 5), и на 300—500 °С ниже, чем  $T_p$ (АК135) — осредненная континентальная геотерма. Обратим внимание, что профиль  $T_p$ (АК135) претерпевает температурный излом — физически необоснованную инверсию температуры на уровне глубин 200—250 км. Как было показано [Kuskov et al., 2006; Кусков и др., 2011], нефизичный излом на геотерме не является артефактом в смысле метода обращения сейсмического профиля в профиль температуры. Он связан с тем, что на глубинах 200—300 км градиент  $\Delta v_p/\Delta H$  в модели АК135 примерно вдвое выше, чем в моделях Метеорит и Рифт. Столь быстрое нарастание скоростей в референц-модели приводит к уменьшению температуры с глубиной. Модель АК135 не имеет петрологического базиса, хотя и позволяет оценить осредненное распределение температур в континентальной мантии.

Из рис. 5 видно, что  $P(H)T$ -оценки для ксенолитов из позднепалеозойских кимберлитовых трубок краевой части кратона [Соловьева и др., 1994; Boyd et al., 1997; Шимизу и др., 1997; Ionov et al., 2010], указывающие на значительные термальные возмущения в литосфере, располагаются в поле кондуктивных геотерм 40—50 мВт/м<sup>2</sup>. Эти  $P(H)T$ -оценки находятся выше по температуре, чем современные  $T_p$ (Метеорит, Рифт), но ниже геотермы  $T_p$ (АК135), отражающей термическое состояние окружающей кратон фанерозойской мантии.

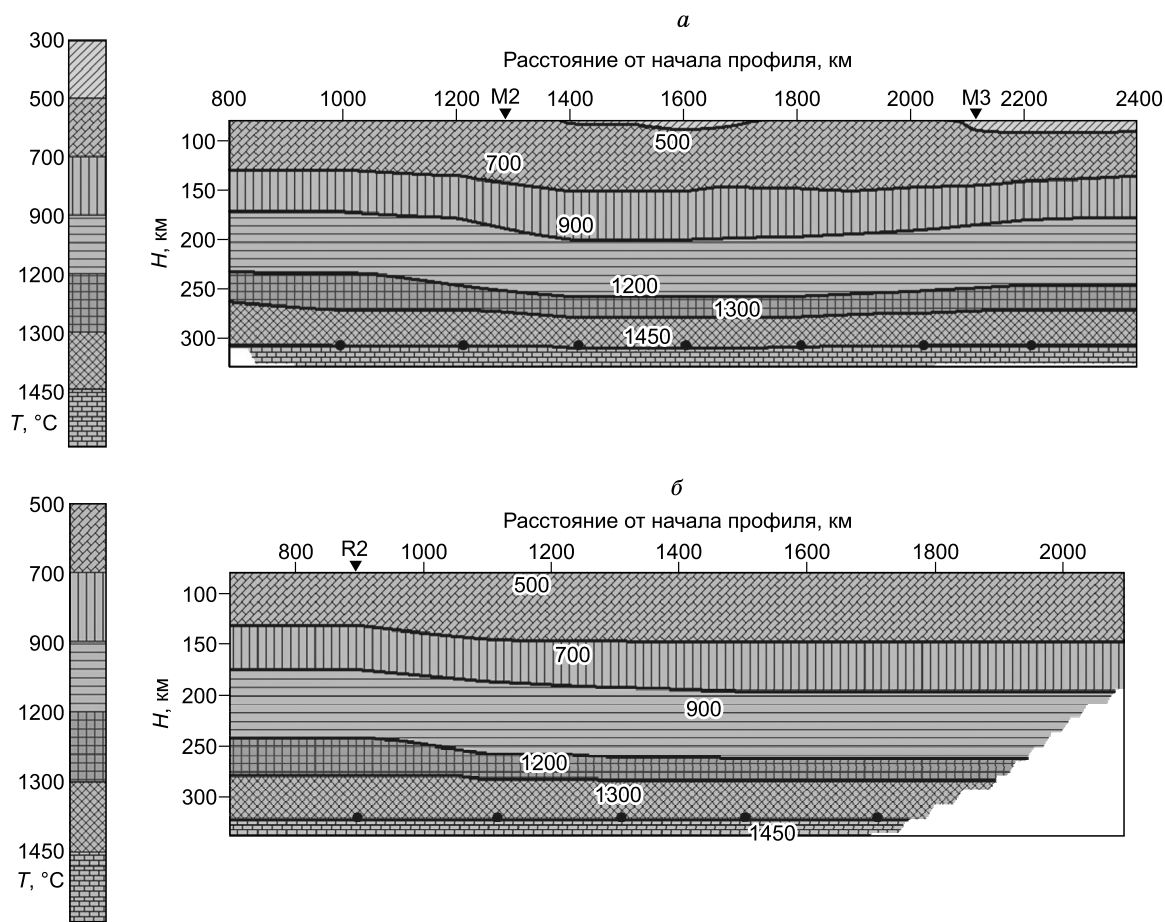
В.А. Глебовицкий с соавторами [2001] полагают, что в пределах древних платформ полученные по ксенолитам палеогеотермы отражают термальные режимы мантии во время формирования тектонических структур докембрийской коры, а не в период кимберлитового магматизма. Это означает, что палеогеотермы, отвечающие тепловому потоку 40—50 мВт/м<sup>2</sup>, характеризуют тепловое состояние более горячей палеомантии. С другой стороны, по данным термобарометрии ксенолитов из десятков якутских кимберлитовых трубок прослеживаются как холодные, так и горячие геотермы со слоистым строением мантии, в том числе отвечающие поверхностному тепловому потоку 35—45 мВт/м<sup>2</sup> [Ashchepkov et al., 2010].

Более холодные геотермы пересекают потенциальную 1300 °С адиабату при ~ 1450 °С, что определяет мощность термического погранслоя (ТБЛ) на уровне глубин ~ 300 км (см. рис. 5). Средние значения градиента температур, выведенные вдоль профилей Метеорит и Рифт, составляют ~ 4.25 град/км. При коэффициенте теплопроводности пород перидотитового состава  $\kappa = 3—4$  Вт/(м·К) получим мантийный тепловой поток  $Q_M = 12.7—17$  мВт/м<sup>2</sup>, что хорошо согласуется с независимыми оценками для большинства докембрийских провинций [Rudnick et al., 1998; Artemieva, Mooney, 2001; Розен и др., 2009]. Для кратона Каапвааль получены более высокие значения мантийного теплового потока ~20 мВт/м<sup>2</sup> [Кронрод, Кусков, 2007].

**Двухмерные модели.** Профили Метеорит и Рифт имеют схожую структуру (см. рис. 2): инверсия скоростей прослеживается в верхних частях разрезов на глубине 80—100 км, а в центральной части профилей проявляются области повышенной гетерогенности (расслоенности) среды. Опорные границы профилей и соответствующие им скорости также распределяются похожим образом — 100 км ( $v_p \sim 8.35$  км/с), 130—150 км (~ 8.4 км/с), 200—250 км (~ 8.5 км/с) и 300—320 км (~ 8.6 км/с) (см. рис. 2).

Двухмерные температурные поля (рис. 6) выявляют латеральные термальные неоднородности и показывают значительное понижение температуры под СК по сравнению со средней температурой в окружающей кратон континентальной мантии, оцененной из референц-модели АК135. Изотермы 700 и 900 °С слабо меняются вдоль профилей Метеорит (см. рис. 6, а) и Рифт (см. рис. 6, б), находятся на глубинах 130—150 и 170—200 км с некоторым понижением в центральной части кратона между пунктами взрыва М2—М3 и R2—R3. Для центральной части кратона:  $T_p$ (100 км) ~ 550—570 °С,  $T_p$ (150 км) ~ 700 °С (см. рис. 6), в то время как  $T_p$ (АК135) превышает 900 °С на глубине 100 км (см. рис. 5). С качественной точки зрения, латеральное изменение температур с глубиной с севера-запада на юго-восток для профилей Метеорит и Рифт незначительно. Латеральные изменения температур, отражающие различия термального состояния в киле кратона, происходят до ~ 200 км, в то время как также эти изменения имеют незначительный характер. Это подразумевает сохранение остаточных тепловых возмущений до этих глубин и устранение термальных неоднородностей в подошве литосферы, что должно приводить к выравниванию температур в зоне перехода от литосферы к астеносфере.

Сравнительная картина влияния состава на распределение плотности вдоль профиля Метеорит (рис. 7) показывает, что заметное увеличение плотности на глубинах ниже 180 км связано с изменением химического и минерального состава от GP к PM, причем вариации плотности по латерали обусловлены не композиционными, а термальными аномалиями. В подошве литосферы (~ 310 км)  $\rho(GP) = 3.42$  г/см<sup>3</sup>,



**Рис. 6. 2-D модели термального состояния литосферной мантии Сибирского кратона вдоль профилей Метеорит (а) и Рифт (б).**

Переменный состав: до 180 км — состав GP, глубже 180 км — состав PM. Черными точками показано пересечение профилей восстановленных температур с потенциальной адиабатой 1300 °C. Глубина термической литосферы совпадает с изотермой 1450 °C и оценивается в 300—330 км.

что на 2 % ниже плотности состава PM ( $\rho = 3.49 \text{ г/см}^3$ ) и плотности по сейсмическим моделям AK135 и PREM на той же глубине (см. рис. 7, а). В этом случае возникает положительная плавучесть. Остается не вполне ясно, удовлетворяет ли этот дефицит плотности ограничениям на изостазию и геоид [Forte, Regu, 2000; Mooney, Vidale, 2003; Грачев, Кабан, 2006; Afonso et al., 2008]. Контраст по плотности в 2 % приводит к контрасту по температуре  $\sim 500 \text{ }^\circ\text{C}$ . Допустим, что литосфера имеет однородный состав GP. Тогда, чтобы ее плотность соответствовала сейсмической  $\rho$  (310 км, PREM)  $\approx 3.49 \text{ г/см}^3$ , температура в подошве ЛМ должна составлять  $\sim 950 \text{ }^\circ\text{C}$ . Столь холодная литосфера СК не соответствует как термическим моделям [Дучков, Соколова, 1997; Artemieva, Mooney, 2001], так и данным термобарометрии ксенолитов [Griffin et al., 1996; Boyd et al., 1997; Ionov et al., 2010; Ashcherkov et al., 2010]. Кроме того, перепад температур в  $500 \text{ }^\circ\text{C}$  в сторону их уменьшения должен вызвать значительное возрастание  $v_p$  ( $v_p$  (GP, 310 км,  $950 \text{ }^\circ\text{C}$ )  $\approx 8.73 \text{ км/с}$ ). Это не наблюдается в сейсмических моделях любого уровня [Kennett et al., 1995; Pavlenkova, Pavlenkova, 2006; Суворов и др., 2010], согласно которым  $v_p(310 \text{ км}) \approx 8.5\text{—}8.6 \text{ км/с}$ .

Напротив, плотность модели переменного состава (см. рис. 7, б) хорошо согласуется со средней плотностью мантии по модели PREM, согласно которой на глубинах 220 и 310 км  $\rho \approx 3.44$  и  $3.49 \text{ г/см}^3$  соответственно. Это означает, что композиционные вариации играют важную роль в определении плотностных неоднородностей литосферы кратона.

## ТЕРМОХИМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА ВДОЛЬ ПРОФИЛЕЙ МЕТЕОРИТ И РИФТ

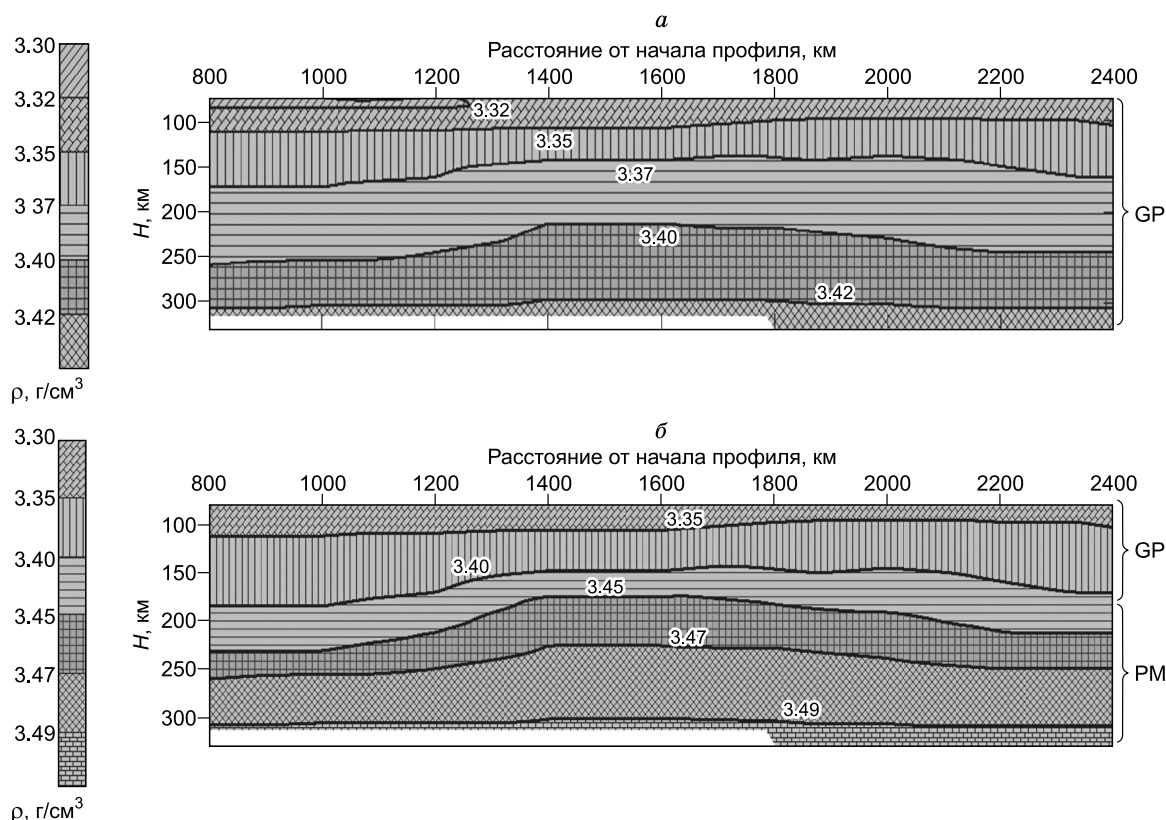
### Мощность термического погранслоя

Как отмечалось выше, под толщиной термического погранслоя (иногда называемого термической литосферой) понимается пересечение геотермы с потенциальной адиабатой (см. рис. 3). Нами использовалась адиабата  $1300\text{ }^{\circ}\text{C}$  с градиентом  $0.465\text{ град/км}$ . Пересечения дают мощность TBL на каждом сечении профиля (см. рис. 5). После нанесения полученных глубин на двухмерные температурные разрезы по профилям было выявлено, что граница термической литосферы совпадает с изотермой  $1450\text{ }^{\circ}\text{C}$ , а ее мощность оценивается в  $300 \pm 30\text{ км}$  (см. рис. 6). При адиабатическом градиенте в астеносфере температуры в киле кратона согласуются с таковыми на границе  $410\text{ км}$  по фазовым превращениям в оливине [Katsura et al., 2010].

Полученные результаты хорошо согласуются с оценками мощности TBL под Сибирским кратоном ( $\sim 300\text{ км}$ ) по тепловым потокам [Дучков, Соколова, 1997; Artemieva, Mooney, 2001] и томографии [Bushenkova et al., 2002; Tsvetova et al., 2009]. В работе [Ashcherkov et al., 2010], основанной на термобарометрии ксенолитов из кимберлитовых трубок, предполагается, что мощность континентального кила под Якутской кимберлитовой провинцией достигает  $300\text{ км}$ . Мощность литосферы СК порядка  $250\text{—}300\text{ км}$  определена по изменению величины добротности верхней мантии из спектров сейсмических волн, зарегистрированных от ядерных взрывов [Егоркин и др., 1981]. Для Сибирского кратона, Балтийского и Канадского щитов мощность TBL разными методами оценена на уровне  $250\text{—}300\text{ км}$  [Artemieva, 2009; Яковлев и др., 2012]. Под древними кратонами Зимбабве и Каапвааль мантийный киль наблюдается на глубинах  $250\text{—}300\text{ км}$  [Розен и др., 2006; Kuskov et al., 2006].

### Плотностная структура

Плотностные аномалии в литосфере могут быть установлены с помощью моделирования гравитационного поля [Артемьев, 1975; Yegorova, Starostenko, 2002; Грачев, Кабан, 2006]. Поскольку наблюдаемое гравитационное поле отражает влияние плотностных неоднородностей коры и мантии Земли, то



**Рис. 7. Сравнение плотностей, восстановленных вдоль профиля Метеорит для различных моделей состава.**

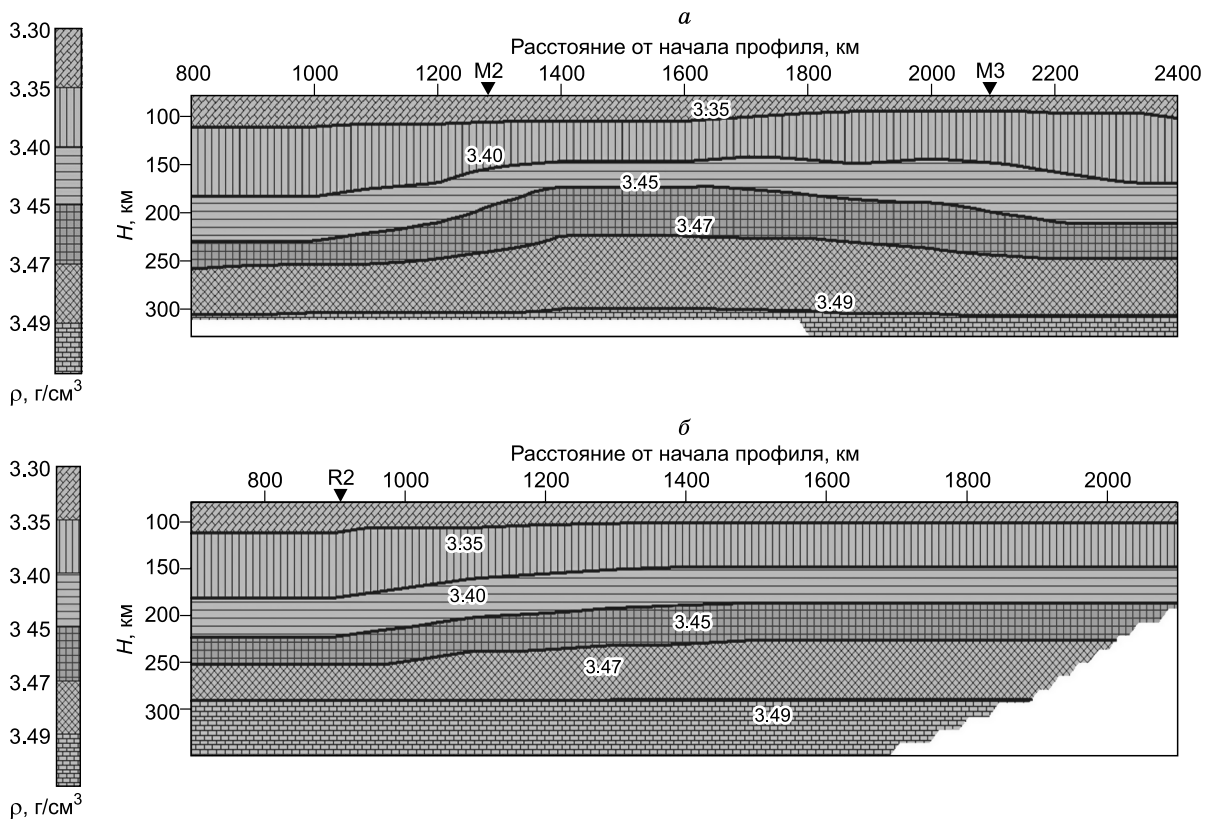
*а* — постоянный состав GP, *б* — переменный состав: до  $180\text{ км}$  — GP, ниже  $180\text{ км}$  — вещество PM.

для выделения мантийной составляющей необходима специальная фильтрация, связанная в том числе с устранением наиболее значимых эффектов коры.

Картирование плотностной структуры мантии вдоль профилей Метеорит (рис. 8, *а*) и Рифт (см. рис. 8, *б*) проведено на основе скоростных разрезов (см. рис. 2) и термального состояния (см. рис. 6) для деплетированного (GP) и фертильного (PM) вещества на глубинах 100—180 и 180—300 км. Анализ 2-D моделей показывает, что на уровне глубин 300 км плотность мантии кратона хорошо согласуется со средней плотностью континентальной мантии. В подошве литосферы теоретическая плотность ( $\rho(\text{PM}, 310 \text{ км}, 1450 \text{ °C}) = 3.49 \text{ г/см}^3$ ) и плотность по моделям AK135 и PREM ( $\rho(310 \text{ км}) = 3.486\text{—}3.4895 \text{ г/см}^3$ ) практически совпадают. Это приводит к оценке мощности кила около 300 км, что хорошо коррелирует с мощностью TBL (см. рис. 6). Значит, на уровне глубин 300 км материал корня кратона по своему термальному состоянию, химическому составу и плотности не должен заметно отличаться от конвектирующей мантии. Однако, как отмечается [O'Reilly, Griffin, 2010], пограничная зона литосфера—астеносфера может быть немного менее фертильной и несколько более холодной, чем окружающая мантия.

### Глубина петрологической литосферы

Литосферой называют жесткую оболочку Земли, подстилаемую более пластичным слоем — астеносферой, реологические свойства которой нельзя измерить непосредственно. Термический погранслой, включающий кондуктивный слой и переходную зону (см. рис. 3), простирается до глубин, пограничных с астеносферным, реологически ослабленным, слоем, характеризующимся пониженной вязкостью и повышенным затуханием сейсмических волн (пониженной добротностью). Существуют различные понятия и определения литосферы, основанные на поведении зависящих от температуры физических свойств пород — термическая, петрологическая, сейсмическая, механическая, электрическая [Lee et al., 2005; Eaton et al., 2009]. Все эти определения неоднозначны. Оценки мощности TBL для континентальной литосферы дают значения от ~ 100 км в фанерозое до ~ 350 км в архее [Artemieva, 2009].



**Рис. 8.** 2-D модели распределения плотности в мантии Сибирского кратона вдоль профилей Метеорит (*а*) и Рифт (*б*).

Расчет плотности проведен на основе моделей термального состояния (см. рис. 6) для состава GP на глубинах 100—180 км и состава PM на больших глубинах. Сплошные линии — изолинии плотности.

По современным представлениям, основанным на петрологических и термических моделях, предполагается, что обедненное вещество, существующее под кратонами до глубин порядка 150—200 км, формирует химический погранслои (CBL — chemical boundary layer) [King, 2005; Lee et al., 2005], который здесь будем называть петрологической литосферой (PL). Подошва петрологической литосферы иногда определяется по переходу от деплетированных до фертилизированных составов или как глубина, с которой выносятся гранаты с низкими содержаниями рассеянных элементов (например,  $Y < 10$  г/т) [Griffin et al., 1996]. Очевидно, что геохимические характеристики такого рода не влияют на физические свойства мантийного вещества. Не исключено, что под некоторыми кратонами мощности термического и химического погранслоев могут быть близки [Artemieva, 2009]. Однако подтверждения этому нет, поскольку глубже 200 км образцы ксенолитов, как правило, отсутствуют и поэтому градиент изменения состава не известен. Предполагается, что под архейскими и протерозойскими кратонами на глубинах 170—220 км существует рефертилизованная зона [O'Reilly, Griffin, 2010].

С глубиной происходит постепенная фертилизация, возможно, вплоть до состава вещества PM, типичного для конвектирующего астеносферного слоя [Mooney, Vidale, 2003; Kuskov et al., 2006; Afonso et al., 2008], ответственного за изостатические компенсации. Поскольку различия в скоростях деплетированного и фертильного вещества малы (например, на глубине 180 км  $v_p(GP) = 8.442$  и  $v_p(PM) = 8.457$  км/с; см. таблицу), то они не поддаются разрешению сейсмическими методами. Поэтому о существовании астеносферы под древними кратонами можно судить лишь по косвенным данным [Егоркин и др., 1981; Павленкова, 2006, 2011]. Однако изменение состава от GP до PM сопровождается заметным изменением плотности породы (см. таблицу).

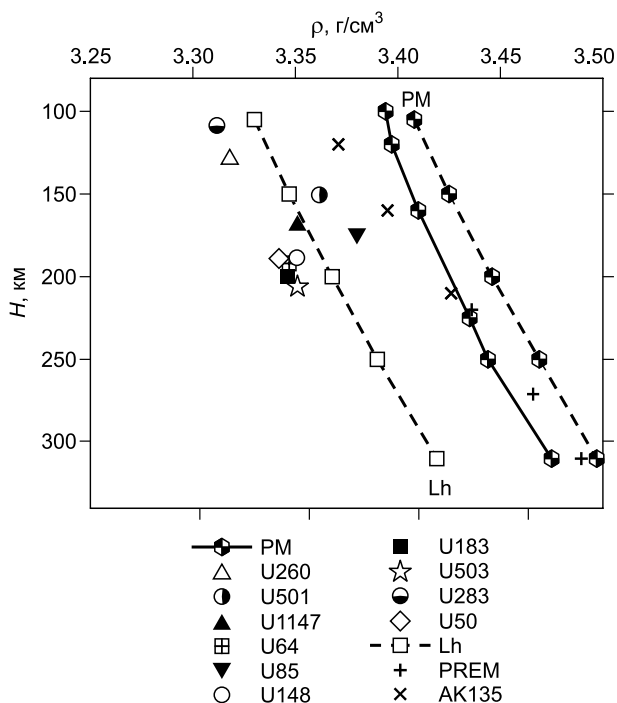
Плотности деплетированного и фертильного вещества в сопоставлении с плотностью сейсмических моделей приведены на рис. 9. Значения плотности гранулярных и деформированных ксенолитов из тр. Удачная [Попов et al., 2010] близки между собой (например, для обр. U64 и U183 различие по плотности менее 0.03 %,  $\rho(200 \text{ км}) = 3.34\text{—}3.35$  г/см<sup>3</sup>), но существенно ниже плотности вещества PM и на 2—3 % ниже «сейсмической» плотности. Напротив, на глубинах 100—220 км  $\rho(PM)$  больше плотности сейсмических моделей, а в интервале 220—300 км  $\rho(PREM)$  находится между значениями плотности PM, рассчитанными вдоль кондуктивных геотерм 35 и 40 мВт/м<sup>2</sup>. В подошве литосферы (~ 300 км) плотность вещества PM (3.49 г/см<sup>3</sup>) совпадает с плотностью модели PREM (см. рис. 8, 9).

Таким образом, результаты расчетов (рис. 9) показывают, что распределение плотности в литосферной мантии кратона невозможно описать каким-либо одним однородным составом, как обедненным, так и обогащенным. Поскольку вещество подошвы ЛМ по своему составу не должно сильно отличаться от подстилающей мантии, то этот вывод подразумевает вариации состава и заметную фертилизацию на глубинах ниже ~ 200 км, что допускает стратификацию литосферной мантии Сибирского кратона по химическому составу.

Значительная разница в плотности деплетированного и фертильного вещества (см. рис. 9) может служить физической основой для определения глубины PL. В настоящей работе расположение PL по глубине ( $H_{PL}$ ) определяется из предположения изостатического равновесия [Lachenbruch, Morgan, 1990]. Согласно принципу изостаии, все регионы Земли с одинаковыми значениями геодезического возвышения над уровнем моря ( $E_g$ ) имеют одинаковую плавучесть относительно некоторого компенсационного уровня. Вычисления проведены относительно глубины 350 км, ниже которой возникает

**Рис. 9. Сопоставление теоретических моделей плотности деплетированного и фертильного вещества с плотностью сейсмических моделей АК135 и PREM.**

Профиль плотности для гранатового лерцолита (Lh) рассчитан вдоль кондуктивной геотермы 35 мВт/м<sup>2</sup>, а для состава PM — вдоль геотерм 35 мВт/м<sup>2</sup> (штриховая) и 40 мВт/м<sup>2</sup> (сплошная линия). Плотности гранулярных (U283, U260, U501, U1147, U64), переходного (U50) и деформированных (U85, U148, U183, U503) ксенолитов гранатовых перидотитов из тр. Удачная рассчитаны из работы [Попов et al., 2010], в которой  $PT$ -параметры уравновешивания рассчитаны с использованием Орх—Гаг барометра и  $S_{рх}$ —Орх термометра.



зона фазовых превращений, связанная с дополнительными погрешностями [Anderson, 1989; Kuskov, Panferov, 1991; Katsura et al., 2010]. Принцип изостазии позволяет вычислить величину возвышения ( $E$ ) исследуемого региона над уровнем моря. Величина  $H_{PL}$  находится из условия близости величины возвышения  $E$ , рассчитываемой по методике [Lachenbruch, Morgan, 1990; Afonso et al., 2008], и геодезической  $E_g$  для изучаемого региона. Средняя величина геодезического возвышения для СК составляет около 400 м [Koulakov, Bushenkova, 2010].

Для определения возвышения необходимо знать распределение плотности по глубине в исследуемом регионе и некоторой плотностной референц-колонке. Метод расчета плотности под кратоном по температуре, давлению и составу описан в предыдущих разделах. Мощность коры (40 км) и средняя плотность ( $2.835 \text{ г/см}^3$ ) задавались по [Zorin et al., 2002; Suvorov et al., 2006; Afonso et al., 2008]. Предполагается, что состав ксенолитов из тр. Удачная является репрезентативным для исследуемых сейсмических профилей и различие по плотности гранулярных и деформированных ксенолитов мало (см. рис. 9). От границы Мохо до  $H_{PL}$  приняты составы гранулярного шпинелевого лерцолита (U151) [Ionov et al., 2010] и гранатового лерцолита (см. таблицу), а далее до глубин 350 км — состав PM.

В качестве плотностной референц-модели использована колонка MOR (mid-ocean ridge) [Afonso et al., 2008], для которой структура литосферы известна с большей достоверностью, чем в других тектонических регионах. Выбор MOR обусловлен тем, что состав колонки ниже океанической коры можно принять эквивалентным составу примитивной мантии. Параметры плотностной референц-модели MOR до глубины 75 км, включающие глубину и плотность океана, мощность и плотность океанической коры, приняты по [Afonso et al., 2008]. На больших глубинах, с целью уменьшения влияния систематических ошибок, плотность вычислялась в системе NaTiCFMAS с помощью комплекса THERMOSEISM. Мы рассчитываем геотермы во всем интервале глубин, согласованные с сейсмическими геотермами  $T_p$  (см. рис. 6) и теплофизической моделью, включающей кондуктивную модель в литосфере и конвективную модель теплопереноса на больших глубинах. Введение дополнительной информации позволяет найти распределение температур в области глубин, где отсутствуют или ненадежны сейсмические данные, что может существенно уменьшить погрешности в определении геотермы. Искомое решение должно наилучшим образом удовлетворять распределению температуры по сейсмической и теплофизической моделям одновременно.

Метод и процедура решения описана в работах [Кронрод, Кусков, 2006, 2007]. Одномерная модель теплопроводности описывает теплопередачу только в коре и литосфере. Расчетная область включает в себя область от поверхности Земли до нижней границы TBL. Ниже этой границы задается адиабатический градиент. Предполагается, что эффекты нестационарности малы по сравнению с другими погрешностями модели [Rudnick et al., 1998]. Вся расчетная область кондуктивного теплопереноса разделена на пять расчетных зон (верхняя кора, средняя кора, нижняя кора) с теплофизическими свойствами, по [Artemieva, Mooney, 2001], плюс литосферная мантия; мощность TBL определяется в результате решения. В верхней коре дополнительно выделен слой D, в котором сосредоточена основная часть радиоактивных элементов. В слое D принято экспоненциальное распределение мощности источников по глубине [Кронрод, Кусков, 2007]. В остальных зонах мощность источников предполагается постоянной в каждой области. Метод позволяет изменять количество расчетных зон.

Все пять расчетных зон связаны условиями равенства температур и потоков на общих границах. На верхней границе устанавливается температура  $T_0$ . Тепловой поток на поверхности может задаваться, но также находится в результате решения. Были получены зависимости для расчета кондуктивной температуры в одномерной многослойной среде, которые служат основой построения модели согласования сейсмического ( $T_p$ ) и теплофизического ( $T_T$ ) профилей температуры. Задача построения согласованной геотермы решается из условия минимизации функционала ( $f$ ), характеризующего невязки между профилями  $T_p$  и  $T_T$  [Кронрод, Кусков, 2006, 2007]:

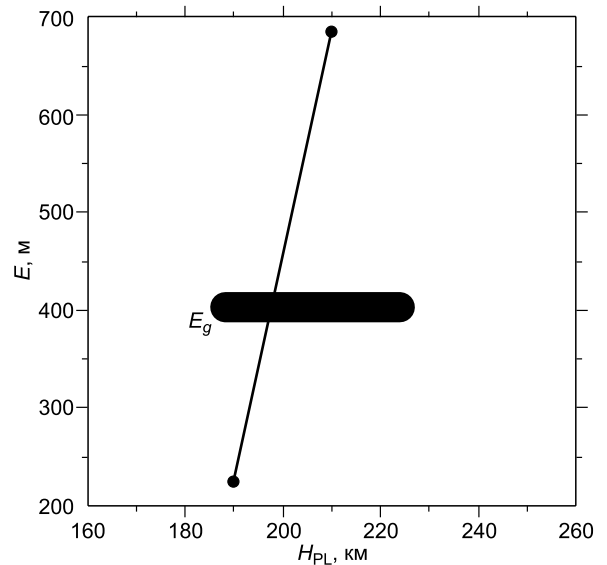
$$f = \sum_{j=1}^N (T_T^2 - T_p^2).$$

Здесь  $N$  — число расчетных точек ( $j$ ) в профиле  $T_p$ . Минимизация функционала  $f$  производится методом Монте—Карло. В результате решения находится искомая геотерма  $T(H)$ , в дальнейшем применяемая для расчета плотности. Нижняя граница TBL находится пересечением кривой  $T_T(H)$  с потенциальной  $1300 \text{ }^\circ\text{C}$  адиабатой.

В результате решения оказалось, что в данном случае граница TBL находится на глубине около 300 км, что практически совпадает с глубиной, определенной только по сейсмическим данным (см. рис. 6), и говорит о разумной согласованности сейсмической модели с теплофизической. Результаты расчетов приводят к локализации петрологической литосферы Сибирского кратона на уровне глубин  $\sim 200$  км (рис. 10), что близко к независимым данным [Griffin et al., 2003; O'Reilly, Griffin, 2010]. Более

**Рис. 10. Зависимость расчетной величины возвышения  $E$  от глубины петрологической границы  $H_{PL}$ .**

Залитая область — средняя геодезическая высота для Сибирского кратона ( $E_g$ ). Пересечение области  $E_g$  с кривой  $E = E(H_{PL})$  для принятых моделей состава и плотности коры и мантии дает оценку глубины  $H_{PL}$ .



точно установить положение границы не удастся из-за небольших вариаций плотности гранулярных и деформированных ксенолитов (см. рис. 9) и оценочной (осредненной) величины геодезического возвышения кратона (см. рис. 10).

Основной результат заключается в том, что глубина петрологической литосферы (химического погранслоя) на  $\sim 100$  км меньше глубины залегания ТВЛ. Возможное объяснение этого феномена состоит в том, что петрологическая литосфера образовалась намного раньше по времени, когда термическая и петрологическая границы были близки. При аккреции Сибирского кратона в конце палеопротерозоя  $\sim 2$  млрд л.н. [Розен и др., 2006; Верниковский и др., 2009] термальный режим был иным по сравнению с современным, поскольку выделение радиогенного тепла было примерно вдвое выше [Jaupart, Mareschal, 2007], нежели в настоящее время, что подразумевает более высокие температуры в коре и молодой литосферной мантии. Последующее охлаждение литосферы (оценки скорости охлаждения лежат в интервале 50—150 К/млрд лет [Jaupart, Mareschal, 2007]) привело к опусканию термической границы, в то время как положение петрологической границы было зафиксировано по глубине. Другая возможность заключается в утолщении литосферного кила за счет различных, но плохо обусловленных механизмов воздействия мантийного плюма, тектонотермальной активизации, андерплейтинга, субдукционных процессов или аккреции архейско-раннепротерозойских террейнов [Розен и др., 2006; Aulbach, 2012].

## ВЫВОДЫ

1. Двухмерные скоростные разрезы отражают основные особенности сейсмической структуры мантии Сибирского кратона вдоль сверхдлинных профилей Метеорит и Рифт. Они характеризуются латеральными неоднородностями, рельефом сейсмических границ на глубинах  $\sim 100, 150, 240, 300$  км и скоростями в интервале 8.3—8.7 км/с, отсутствием зоны пониженных скоростей в низах литосферы. Поскольку под древними платформами частичное плавление отсутствует, то вероятная причина этого состоит в незначительном контрасте скоростей распространения сейсмических волн в породах деплетированной литосферы и фертильного вещества примитивной мантии, отражающего состав твердофазной астеносферы.

2. На основе совместной инверсии сейсмических и петролого-геохимических данных проведено картирование термальной и плотностной структуры мантии Сибирского кратона по вертикали и латерали. На глубинах 100—300 км мантия кратона характеризуется более высокими скоростями и более низкими температурами по сравнению со средними температурами окружающей кратон фанерозойской мантии, оцененными из глобальной референц-модели АК135 (не менее 300 °С). Латеральные изменения температур, отражающие аномалии термального состояния в киле кратона, происходят до  $\sim 200$  км с некоторым понижением в его центральной части, в то время как глубже 200 км эти изменения имеют незначительный характер. Это подразумевает сохранение остаточных тепловых возмущений до данных глубин и устранение термальных неоднородностей в подошве литосферы, что должно приводить к выравниванию температур в зоне перехода от литосферы к астеносфере. Профили температур лежат вблизи кондуктивной геотермы 35 мВт/м<sup>2</sup>; мантийный тепловой поток оценен равным 12.7—17.0 мВт/м<sup>2</sup>.

3. Тепловой режим литосферной мантии кратона является основным фактором, влияющим на распределение латеральных (сейсмических и плотностных) неоднородностей на глубинах до  $\sim 200$  км. Однако плотностные неоднородности связаны не только с тепловыми аномалиями, но также и с изменением состава по глубине, что допускает заметную фертилизацию на глубинах ниже  $\sim 200$  км и стратификацию литосферы кратона по химическому составу. На уровне глубин около 300 км плотность вещества мантии кратона ( $\rho(310 \text{ км}, 1450 \text{ °С}) = 3.49 \text{ г/см}^3$ ) хорошо согласуется со средней плотностью континентальной мантии по модели PREM.



4. Проведены оценки мощности химического и термического погранслоев под Сибирским кратоном. Нижняя граница TBL близка к изотерме 1450 °С и находится на глубинах 300—330 км, что согласуется с наблюдаемыми данными по тепловым потокам и сейсмотомографии [Дучков, Соколова, 1997; Artemieva, Mooney, 2001; Bushenkova et al., 2002; Tsvetsova et al., 2009]. Петрологическая литосфера локализована на глубинах порядка 200 км, что близко к данным термобарометрии [Griffin et al., 1996; O'Reilly, Griffin, 2010]. Петрологическая литосфера, вероятно, образовалась на раннем этапе формирования Сибирского кратона, когда термическая и петрологическая границы в прогретой мантии были близки. Последующее охлаждение литосферы привело к опусканию термической границы, в то время как положение петрологической границы было зафиксировано.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 09-05-00115, 12-05-00033) и программы Президиума РАН № 28.

## ЛИТЕРАТУРА

**Артемьев М.Е.** Изостазия территории СССР. М., Наука, 1975, 215 с.

**Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К.** Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (4), с. 502—519.

**Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Хильтова В.Я.** Термальное состояние мантии, подстилающей докембрийские и фанерозойские структуры (по данным гранат-ортопироксеновой термобарометрии ксенолитов гранатовых перидотитов в кимберлитах и щелочных базальтах) // Физика Земли, 2001, № 3, с. 3—25.

**Грачев А.Ф., Кабан М.К.** О причинах высокого стояния Сибирской платформы // Физика Земли, 2006, № 12, с. 20—33.

**Добрецов Н.Л.** Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (6), с. 761—784.

**Дучков А.Д., Соколова Л.С.** Термическая структура литосферы Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (2), с. 494—503.

**Егоркин А.В.** Изучение мантии на сверхдлинных геотраверсах // Физика Земли, 1999, № 7—8, с. 114—130.

**Егоркин А.В.** Строение мантии Сибирской платформы // Физика Земли, 2004, № 5, с. 37—46.

**Егоркин А.В., Кун В.В., Чернышев Н.М.** Поглощение продольных и поперечных волн в коре и верхней мантии Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1981, № 2, с. 37—50.

**Кронрод В.А., Кусков О.Л.** Определение тепловых потоков и генерации радиогенного тепла в коре и литосфере по сейсмическим данным и поверхностным тепловым потокам // Геохимия, 2006, № 10, с. 1119—1124.

**Кронрод В.А., Кусков О.Л.** Моделирование термической структуры континентальной литосферы // Физика Земли, 2007, № 1, с. 96—107.

**Кусков О.Л., Кронрод В.А.** Об определении температуры континентальной верхней мантии Земли по геохимическим и сейсмическим данным // Геохимия, 2006, № 3, с. 267—283.

**Кусков О.Л., Кронрод В.А.** Состав, температура и мощность литосферы архейского кратона Капвааль // Физика Земли, 2007, № 1, с. 45—66.

**Кусков О.Л., Дорофеева В.А., Кронрод В.А., Макалкин А.Б.** Системы Юпитера и Сатурна: формирование, состав и внутреннее строение крупных спутников. М., Изд-во ЛКИ, 2009, 576 с.

**Кусков О.Л., Кронрод В.А., Прокофьев А.А.** Термическая структура и мощность литосферной мантии Сибирского кратона по данным сверхдлинных сейсмических профилей Кратон и Кимберлит // Физика Земли, 2011, № 3, с. 3—23.

**Павленкова Н.И.** Структура верхней мантии Сибирской платформы по данным, полученным на сверхдлинных сейсмических профилях // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (5), с. 630—645.

**Павленкова Н.И.** Реологические свойства верхней мантии Северной Евразии и природа региональных границ по данным сверхдлинных сейсмических профилей // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (9), с. 1287—1301.

**Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н.** Сибирский кратон: формирование, алмазонасность. М., Научный мир, 2006, 212 с.

**Розен О.М., Соловьев А.В., Журавлев Д.З.** Термальная эволюция северо-востока Сибирской платформы в свете данных трекового датирования апатитов из ядра глубоких скважин // Физика Земли, 2009, № 10, с. 79—96.

- Соболев Н.В.** Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1974, 265 с.
- Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В., Масловская М.Н., Брандт С.Б.** Кимберлиты и кимберлитоподобные породы. Вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск, Наука, 1994, 256 с.
- Суворов В.Д., Мельник Е.А., Манаков А.В.** Глубинное строение Далдын-Алакитского кимберлитового района по результатам переинтерпретации данных ГСЗ и гравитационного моделирования по профилю р. Моркока—р. Муна (Западная Якутия) // Физика Земли, 2005, № 5, с. 35—47.
- Суворов В.Д., Мишенькина З.Р., Мельник Е.А.** Сейсмические верхнемантийные корни структур фундамента Сибирской платформы по профилю Рифт // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (8), с. 1134—1150.
- Шимизу Н., Похиленко Н.П., Бойд Ф.Р., Пирсон Д.Г.** Геохимические характеристики мантийных ксенолитов из кимберлитовой трубки Удачная // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (1), с. 194—205.
- Эпов М.И., Поспеева Е.В., Вигте Л.В.** Особенности состава и строения земной коры краевой части Сибирского кратона (в зоне влияния рифтогенных процессов) по данным магнитотеллурических зондирований // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (3), с. 380—398.
- Яковлев А.В., Бушенкова Н.А., Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л.** Структура верхней мантии Арктического региона по данным региональной сейсмотомографии // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (10), с. 1261—1272.
- Afonso J.C., Fernández M., Ranalli G., Griffin W.L., Connolly J.A.D.** Integrated geophysical-petrological modeling of the lithosphere and sublithospheric upper mantle: methodology and applications // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2008, v. 9, № 5, Q05008, doi:10.1029/2007GC001834.
- Anderson D.L.** Theory of the Earth. Boston, Blackwell Sci. Publ., 1989, 366 с.
- Artemieva I.M.** The continental lithosphere: reconciling thermal, seismic, and petrologic data // *Lithos*, 2009, v. 109, p. 23—46.
- Artemieva I.M., Mooney W.D.** Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: a global study // *J. Geophys. Res.*, 2001, v. 106, p. 16387—16414.
- Ashchepkov I.V., Pokhilenko N.P., Vladykin N.V., Logvinova A.M., Afanasiev V.P., Pokhilenko L.N., Kuligin S.S., Malygina E.V., Alymova 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, v. 485, p. 17—41.
- Aulbach S.** Craton nucleation and formation of thick lithospheric roots // *Lithos*, 2012, v. 149, p. 16—30.
- Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G., Mertzman S.A., Sobolev N.V., Finger L.W.** Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // *Contr. Miner. Petrol.*, 1997, v. 128, p. 228—246.
- Bushenkova N., Tychkov S., Koulakov I.** Tomography on *PP-P* waves and its application for investigation of the upper mantle in central Siberia // *Tectonophysics*, 2002, v. 358, p. 57—76.
- Cammarano F., Goes S., Vacher P., Giardini D.** Inferring upper-mantle temperatures from seismic velocities // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2003, v. 138, p. 197—222.
- Dalton C.A., Faul U.H.** The oceanic and cratonic upper mantle: clues from joint interpretation of global velocity and attenuation models // *Lithos*, 2010, v. 120, p. 160—172.
- Deen T.J., Griffin W.L., Begg G., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Hronsky J.** Thermal and compositional structure of the subcontinental lithospheric mantle: derivation from shear wave seismic tomography // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2006, v. 7, Q07003, doi:10.1029/2005GC001120.
- Durek J., Ekström G.** A radial model of anelasticity consistent with long-period surface-wave attenuation // *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 1996, v. 86, p. 144—158.
- Eaton D.W., Darbyshire F., Evans R.L., Grütter H., Jones A.G., Yuan X.** The elusive lithosphere—asthenosphere boundary (LAB) beneath cratons // *Lithos*, 2009, v. 109, p. 1—22.
- Fabrichnaya O.B., Kuskov O.L.** Constitution of the mantle. 1. Phase relations in the FeO—MgO—SiO<sub>2</sub> system at 10—30 GPa // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1991, v. 69, p. 56—71.
- Fabrichnaya O.B., Kuskov O.L.** Constitution of the Moon: 1. Assessment of thermodynamic properties and reliability of phase relation calculations in the FeO—MgO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub> system // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1994, v. 83, p. 175—196.
- Forte A.M., Perry H.K.C.** Geodynamic evidence for a chemically depleted continental tectosphere // *Science*, 2000, v. 290, p. 1940—1944.
- Gaul O.F., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Pearson N.J.** Mapping olivine composition in the lithospheric mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2000, v. 182, p. 223—235.

**Griffin W.L., Kaminsky F.V., Ryan C.G., O'Reilly S.Y., Win T.T., Ilupin I.P.** Thermal state and composition of the lithospheric mantle beneath the Daldyn kimberlite field, Yakutia // *Tectonophysics*, 1996, v. 262, p. 19—33.

**Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Abe N., Aulbach S., Davies R.M., Pearson N.J., Doyle B.J., Kivi K.** The origin and evolution of Archean lithospheric mantle // *Precam. Res.*, 2003, v. 127, p. 19—41.

**Hirschmann M.M.** Mantle solidus: experimental constraints and the effects of peridotite composition // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2000, v. 1, doi: 10.1029/2000GC000070.

**Ionov D.A., Doucet L.S., Ashchepkov I.V.** Composition of the lithospheric mantle in the Siberian Craton: new constraints from fresh peridotites in the Udachnaya-East kimberlite // *J. Petrol.*, 2010, v. 51, p. 2177—2210.

**Jaupart C., Mareschal J.** Heat flow and thermal structure of the lithosphere // *Treatise on Geophysics*. V. 6. Crust and Lithosphere Dynamics / Ed. A. Watts. Amsterdam, Elsevier, 2007, p. 217—251.

**Jones A.G., Evans R.L., Eaton D.W.** Velocity—conductivity relationships for mantle mineral assemblages in Archean cratonic lithosphere based on a review of laboratory data and Hashin—Shtrikman extremal bounds // *Lithos*, 2009, v. 109, p. 131—143.

**Katsura T., Yoneda A., Yamazaki D., Yoshino T., Ito E.** Adiabatic temperature profile in the mantle // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2010, v. 183, p. 212—218.

**Kennett B.L.N., Engdahl E.R., Buland R.** Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times // *Geophys. J. Int.*, 1995, v. 122, p. 108—124.

**Khan A., Connolly J.A.D., Taylor S.R.** Inversion of seismic and geodetic data for the major element chemistry and temperature of the Earth's mantle // *J. Geophys. Res.*, 2008, v. 113, B09308, doi:10.1029/2007JB005239.

**King S.D.** Archean cratons and mantle dynamics // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, v. 234, p. 1—14.

**Koulakov I., Bushenkova N.** Upper mantle structure beneath the Siberian craton and surrounding areas based on regional tomographic inversion of *P* and *PP* travel times // *Tectonophysics*, 2010, v. 486, p. 81—100.

**Kuskov O.L.** Constitution of the Moon: 3. Composition of middle mantle from seismic data // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1995, v. 90, p. 55—74.

**Kuskov O.L.** Constitution of the Moon: 4. Composition of the mantle from seismic data // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1997, v. 102, p. 239—257.

**Kuskov O.L., Panferov A.B.** Phase diagrams of the FeO—MgO—SiO<sub>2</sub> system and the structure of the mantle discontinuities // *Phys. Chem. Miner.*, 1991, v. 17, p. 642—653.

**Kuskov O.L., Kronrod V.A., Annersten H.** Inferring upper-mantle temperatures from seismic and geochemical constraints: implications for Kaapvaal craton // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 244, p. 133—154, doi:10.1016/j.epsl.2006.02.016.

**Lachenbruch A.H., Morgan P.** Continental extension, magmatism, and elevation: formal relations and rules of thumb // *Tectonophysics*, 1990, v. 174, p. 39—62.

**Lee C.-T.A., Lenardic A., Cooper C.M., Niu F., Levander A.** The role of chemical boundary layers in regulating the thickness of continental and oceanic thermal boundary layers // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, v. 230, p. 379—395.

**McDonough W.F.** Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1990, v. 101, p. 1—18.

**Mooney W.D., Vidale J.E.** Thermal and chemical variations in subcrustal cratonic lithosphere: evidence from crustal isostasy // *Lithos*, 2003, v. 71, p. 185—193.

**O'Reilly S.Y., Griffin W.L.** The continental lithosphere—asthenosphere boundary: Can we sample it? // *Lithos*, 2010, v. 120, p. 1—13.

**Pavlenkova N.I.** Seismic structure of the upper mantle along the long-range PNE profiles — rheological implication // *Tectonophysics*, 2011, v. 508, p. 85—95.

**Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I.** Upper mantle structure of the Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data // *Tectonophysics*, 2006, v. 416, p. 33—52.

**Pavlenkova G.A., Priestley K., Cipar J.** 2D model of the crust and uppermost mantle along Rift profile, Siberian craton // *Tectonophysics*, 2002, v. 355, p. 171—186.

**Rudnick R.L., McDonough W.F., O'Connell R.J.** Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere // *Chem. Geol.*, 1998, v. 145, p. 395—411.

**Shapiro N.M., Ritzwoller M.H.** Thermodynamic constraints on seismic inversions // *Geophys. J. Int.*, 2004, v. 157, p. 1175—1188.

**Sobolev S.V., Zeyen H., Stoll G., Werling F., Altherr R., Fuchs K.** Upper mantle temperatures from teleseismic tomography of French Massif Central including effects of composition, mineral reactions, anharmonicity, anelasticity and partial melt // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1996, v. 139, p. 147—163.

**Suvorov V.D., Melnik E.A., Thybo H., Perchuć E., Parasotka B.S.** Seismic velocity model of the crust and uppermost mantle around the Mirnyi kimberlite field in Siberia // *Tectonophysics*, 2006, v. 420, p. 49—73.

**Tsvetkova T., Shumlyanskaya L., Zaiets L., Bugaienko I.** Seismic tomography of Eurasia // *Int. Workshop «Geodynam. Phenomena: From field, observational, compositional, seismological and rheological perspectives»*, 19—32 August, Suzdal, Russia, 2009, p. 151—154.

**Upper mantle** heterogeneities from active and passive seismology. NATO ASI series / Ed. K. Fuchs. Dordrecht, Boston, London, Kluwer Academ. Publ., 1997, 366 p.

**Yegorova T.P., Starostenko V.I.** Lithosphere structure of Europe and North Atlantic from regional three-dimensional gravity modeling // *Geophys. J. Int.*, 2002, v. 151, p. 11—31.

**Zorin Yu.A., Mordvinova V.V., Turutanov E.Kh., Belichenko B.G., Artemyev A.A., Kosarev G.L., Gao S.S.** Low seismic velocity layers in the Earth's crust beneath Eastern Siberia (Russia) and Central Mongolia: receiver function data and their possible geological implication // *Tectonophysics*, 2002, v. 359, p. 307—327.

*Рекомендована к печати 10 июля 2013 г.  
В.С. Селезевым*

*Поступила в редакцию  
7 ноября 2012 г.*