

## Моделирование теплового режима сибирского кратона инверсией сейсмических профилей «Рифт» И «Метеорит»

А. А. Прокофьев, О. Л. Кусков О.Л., В. А. Кронрод  
Институт геохимии и аналитической химии РАН им. В. И.Вернадского, Москва  
[irishrover@yandex.ru](mailto:irishrover@yandex.ru) тел: 8 (915) 183 9073

*Ключевые слова:* литосфера, неупругость, сейсмические скорости, кратон.

**Ссылка:** Прокофьев, А. А., О. Л. Кусков О.Л., В. А. Кронрод (2011), Моделирование теплового режима сибирского кратона инверсией сейсмических профилей «Рифт» И «Метеорит», *Вестник ОНЗ РАН*, 3, NZ6080, doi:10.2205/2011NZ000210.

Температура земных недр – один из самых неопределенных физических параметров. Поскольку скорости сейсмических волн более чувствительны к температуре, нежели к составу, то инверсия сейсмических скоростных разрезов в термические модели, представляет наиболее перспективный (хотя и косвенный) путь для оценки термального режима мантии Земли.

При построении сейсмических моделей, исследователи сталкиваются с проблемой качественной оценки полученных результатов, поскольку неизвестно, какие значения скоростей лучше и точнее отображают особенности строения Земли. Сейсмические данные, полученные при обработке сверхдлинных сейсмических профилей на территории Сибирского кратона, обрабатывались разными группами исследователей [Oreshin *et al.*, 2002; Pavlenkova and Pavlenkova, 2006; Egorkin, 1999]. Полученные скоростные модели заметно отличаются друг от друга, как по строению, так и по абсолютным значениям сейсмических скоростей. Однако термодинамика показывает, что вариации продольной скорости 0.2 км/с эквивалентны изменению температуры на 500°C. Полученные обращением/инверсией сейсмических моделей температурные профили являются тем инструментом, который позволит оценить качество различных сейсмических моделей.

Целью работы является реконструкция состава и теплового режима литосферы архейской мантии Сибирского кратона. Исходными данными для восстановления температуры и состава мантии являются ксенолиты деплетированного вещества гранатовых перидотитов из кимберлитовых трубок кратона и фертильное вещество примитивной мантии, абсолютные значения скоростей сейсмических волн [Pavlenkova and Pavlenkova, 2006], данные термобарометрии [Griffin, *et al.*, 1996] и данные о тепловом потоке [Aremieva and Mooney, 2001].

Основная задача состоит в оценке влияния химического и фазового состава на скорость и плотность вещества ксенолитов – низко- и высокотемпературных гранатовых перидотитов и сравнении вычисленных температуры с P–T оценками по ксенолитам и термическим моделям.

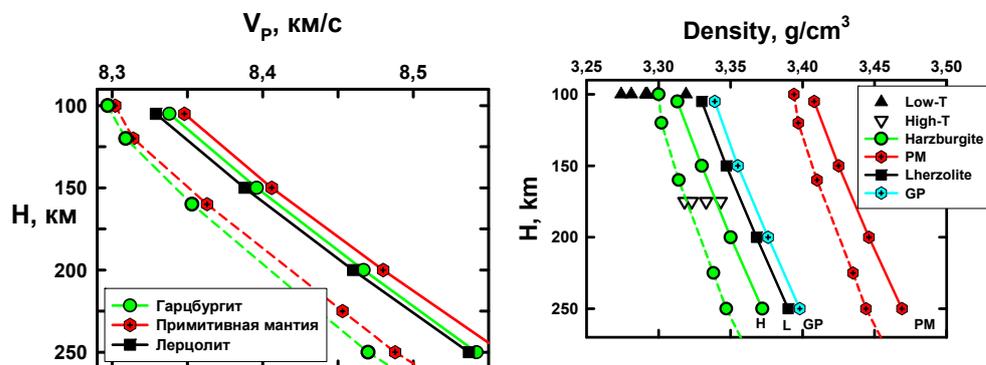
Методы термодинамики позволяют переводить модели валового состава в фазовые диаграммы и физические свойства (прямая), а данные по скоростным разрезам и тепловым потокам обращать в модели распределения состава и/или температуры (обратная задача).

Расчет ведется методом минимизации свободной энергии в системе  $\text{Na}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$  с фазами переменного состава Sp, Ol, Opx, Cpx, Gar, Ilm

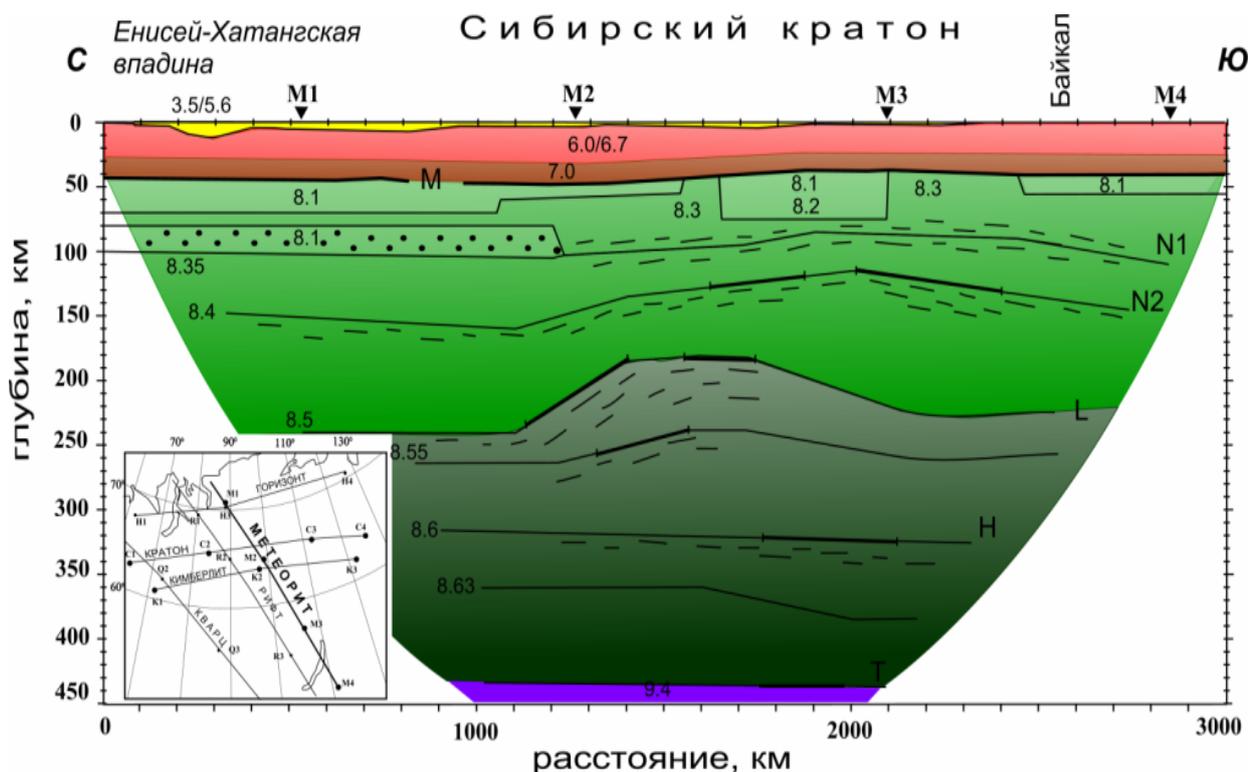
Скорости P-волн фазовой ассоциации зависят от P–T–X условий, а также эффектов фазовых превращений, ангармонизма и неупругости. При приближении температуры к солидусу породы необходимо вводить поправки на эффекты неупругости, которые можно оценить через коэффициенты добротности  $Q_S$  и  $Q_P$ .

Состав литосферы Сибирского кратона задавался по модели деплетированного вещества гранатового перидотита (GP) до глубины 180 км, ниже 180 км – по модели фертильного вещества примитивной мантии (PM) [Kuskov, *et al.*, 2011]. Расчеты показывают, что при P–T-условиях верхней мантии различия в скоростях деплетированного и фертильного вещества малы и составляют менее 0.3% для  $V_P$  и 1% для  $V_S$ ; отсюда следует, что геотермы, рассчитанные из сейсмических данных для составов обедненного и фертильного вещества, различаются между собой не более, чем на 50°C [Kuskov, *et al.*, 2011]. Таким образом, изменение состава от сильно деплетированного материала (гранатовые перидотиты, гарцбургиты) до фертильного вещества нормальной мантии оказывает слабое влияние на сейсмические скорости, которое трудно (или скорее невозможно) зарегистрировать сейсмическими методами [Kuskov, *et al.*, 2006; Kuskov, *et al.*, 2011], но

сопровождается заметным изменением плотности породы (рис. 1). Плотность фертильного вещества примитивной мантии на 2–3% выше, чем плотность деплетированного вещества, что эквивалентно изменению температуры более чем на 500°C.



**Рис. 1.** Скорости Р-волн и плотности рассчитаны вдоль геотерм 35 (сплошные линии) и 40 мВт/м<sup>2</sup> (пунктир). Скорости деплетированного и фертильного вещества практически совпадают. Рост фертильности (FeO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO) слабо влияет на скорость сейсмических волн, но сопровождается сильным возрастанием плотности. Плотность фертильного вещества на 2–3% выше, нежели деплетированного вещества гранатовых перидотитов, что эквивалентно изменению  $\Delta T \sim 500\text{--}700^\circ\text{C}$



**Рис. 2.** Сейсмические скорости профиля Метеорит [Pavlenkova and Pavlenkova, 2006].

Для восстановления температуры и плотности нами были рассмотрены модели Н.И. Павленковой [Pavlenkova and Pavlenkova, 2006]. Рассматривались два профиля – Метеорит (рис. 2) и Рифт.

На рис (3, 4) показано отличие восстановленных температур и плотностей в зависимости от принятой модели состава. Так видно, что при сравнении постоянного (GP) и переменного составов (до 180 км – GP, ниже 180 км – PM) температуры отличаются не столь сильно, но плотность, восстановленная по модели переменного состава, является более соответствующей текущим

представлениям о величине плотности. Так плотности модели переменного состава на глубинах 210–300 км (3.42–3.49) ближе к плотности окружающего кратон мантийного вещества по глобальной референц-модели АК135 [Kennett, et al., 1995], согласно которой плотность на глубинах 210 и 310 км составляет 3.426 и 3.486 г/см<sup>3</sup> соответственно. Плотность модели гранатового перидотита на тех же глубинах (3.40–3.42 г/см<sup>3</sup>) на 1-2% ниже плотности окружающих пород.

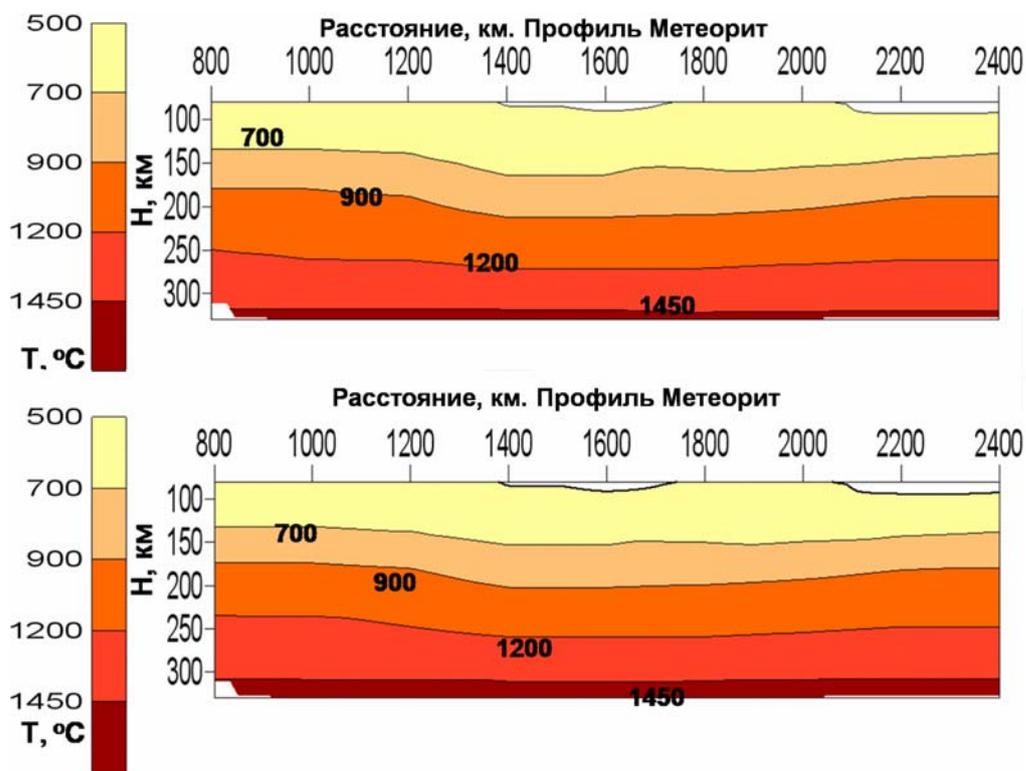


Рис. 3. Зависимость восстановленной температуры от принятой модели состава. Верхний рисунок – постоянный состав гранатового перидотита (GP). Нижний – переменный состав (до 180 км – GP, ниже 180 км – вещество примитивной мантии).

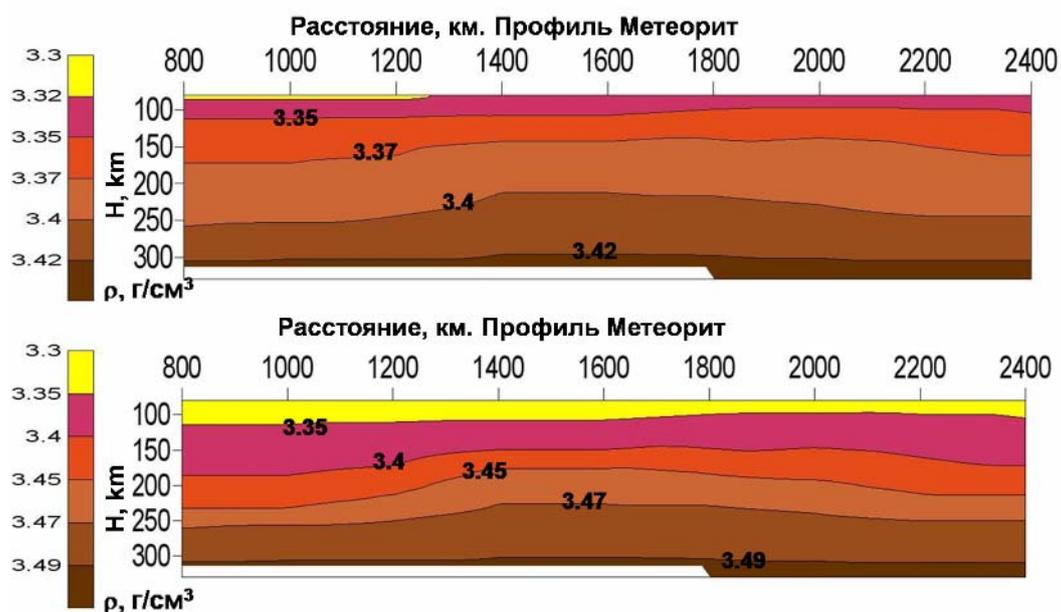
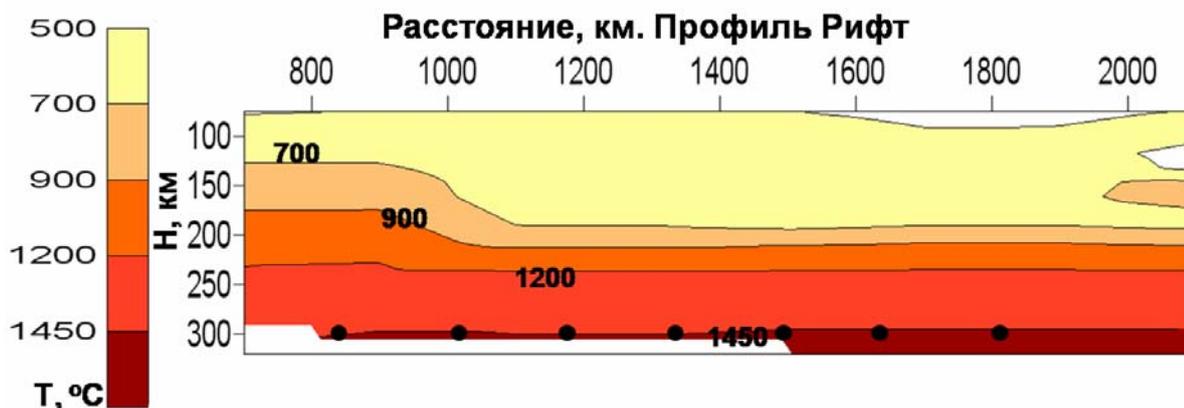


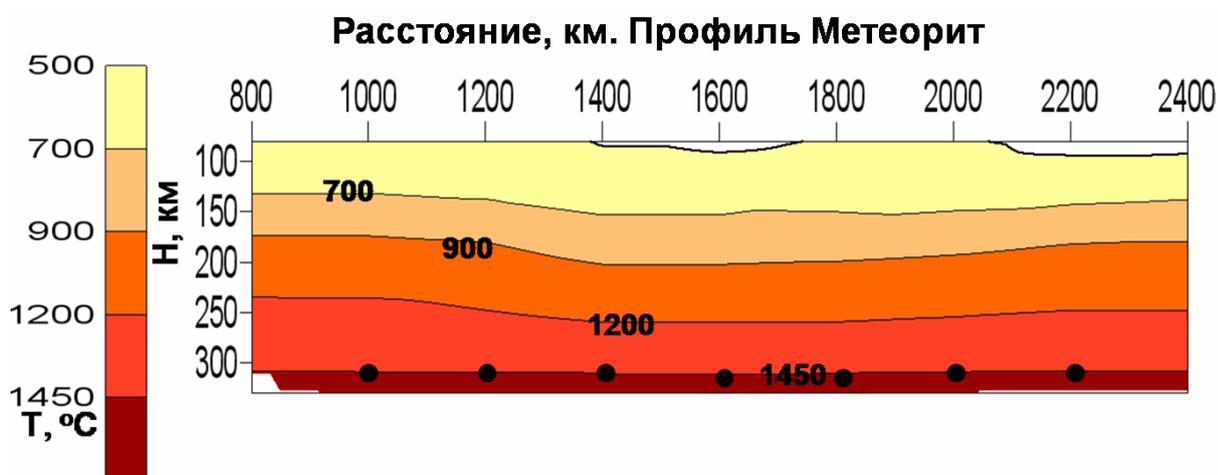
Рис. 4. Зависимость восстановленной плотности от принятой модели состава. Верхний рисунок – постоянный состав гранатового перидотита (GP). Нижний – переменный состав (до 180 км – GP, ниже 180 км – вещество примитивной мантии).

Также была определена глубина термической границы литосферы. Под термической границей литосферы, в которой теплоперенос осуществляется по кондуктивному механизму, понимается пересечение расчетного профиля температуры с адиабатой с потенциальной температурой 1200–1300°C и градиентом 0.3–0.5°C/км.

Нами использовалась адиабата 1300°C с градиентом 0.465°C/км. Полученные пересечения давали глубину термической литосферы на каждом сечении профиля. Затем рассчитанные глубины были нанесены на двумерные распределения температур (рис. 5, 6).



**Рис. 5.** Распределение температур под Сибирским кратоном, профиль Рифт. Переменный состав GP-PM. Черными точками показано пересечение профилей восстановленных температур с потенциальной адиабатой 1300°C. Глубина термической литосферы совпадает с изотермой 1450°C и оценивается в 300–320 км.



**Рис. 6.** Распределение температур под Сибирским кратоном, профиль Метеорит. Переменный состав GP-PM. Черными точками показано пересечение профилей восстановленных температур с потенциальной адиабатой 1300°C. Глубина термической литосферы совпадает с изотермой 1450°C и оценивается в 310–330 км.

Таким образом, глубина термической литосферы Сибирского кратона для исследованных профилей Метеорит и Рифт близка к изотерме 1450°C. Мощность термической литосферы оценивается в 310–330 км, что согласуется с оценками мощности литосферы по тепловым потокам [Aremieva and Mooney, 2001] и томографическим моделям [Bijwaard, et al., 1998].

#### Литература

Oreshin S., L. Vinnik, L. Makeyeva, G. Kosarev, R. Kind and F. Wentzel (2002), Combined analysis of SKS splitting and regional P traveltimes in Siberia, *Geophys. J. Int.*, vol. 151, pp. 393–402.

Pavlenkova G.A., N.I. Pavlenkova (2006), Upper mantle structure of the Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data. *Tectonophysics*. vol. 416, pp. 33–52.

Egorkin, A.V. (1999), Study of the Mantle on Super Long Geotraverses, *Izv.Phys. Earth (Engl. Transl.)*, vol. 35, nos. 7–8, pp. 630–645].

Griffin, W.L., F.V. Kaminsky, C.G. Ryan, et al. (1996), Thermal State and Composition of the Lithospheric Mantle beneath the Daldyn Kimberlite Field, Yakutia, *Tectonophys.*, vol. 262, pp. 19–33.

Artemieva, I.M. and W.D. Mooney (2001), Thermal Thickness and Evolution of Precambrian Lithosphere: A Global Study, *J. Geophys. Res.*, vol. 106, pp. 16387–16414.

Kuskov O.L., V.A. Kronrod, A.A. Prokof'ev (2011), Thermal Structure and Thickness of the Lithospheric Mantle Underlying the Siberian Craton from the Kraton and Kimberlit Superlong Seismic Profiles, *Izv.Phys. Earth (Engl. Transl.)*, vol. 147, No. 3, pp. 155–175.

Kuskov, O.L., V.A. Kronrod (2006), Determining the Temperature of the Earth's Continental Upper Mantle from Geochemical and Seismic Data, *Geochem. Int. (Engl. Transl.)*, no. 3, pp. 232–248.

Kennett B.L.N., E.R. Engdahl, R. Buland (1995), Constraints on seismic velocities in the earth from travel times, *Geophys. J. Int.*, vol. 122, pp. 108–124

Bijwaard H., W. Spakman, E.R. Engdahl (1998), Closing Gap between Regional and Global Travel Time Tomography, *Geophys. Res.*, vol. 103, pp. 30055–30078.