



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ  
ТЕКТониКИ И ГЕОДИНАМИКИ  
ПРИ ОТДЕЛЕНИИ НАУК О ЗЕМЛЕ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ МГУ

МАТЕРИАЛЫ  
СОВЕЩАНИЯ

Том II

МОСКВА  
2016

# ТЕКТОНИКА, ГЕОДИНАМИКА И РУДОГЕНЕЗ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ И ПЛАТФОРМ



Материалы 48 (XLVIII) тектонического совещания. Том II. 2016

11. *Slabunov A., Guo J., Balagansky V., Zhang L., Zhang D., Shchipansky A., Li X.i, Azimov P.* Long-living Early Precambrian mobile belts formed by superposition of Archean and Paleoproterozoic orogenies (examples from the North China and Fennoscandian Shields) // International workshop on the geology of Northeast Asia and the geophysical character of Asian continental margin. Program and Abstracts. Beijing, China. 2015. P. 25-26.

12. *Zhao G., Cawood P.A., Li S., Wilde S.A., Sun M., Zhang J., He Y., Yin C.* Amalgamation of the North China Craton: Key issues and discussion // Precambrian Research. 2012. Vol. 222–223. P. 55–76.

---

**В.В. Славинский<sup>1</sup>**

---

### **Конвекция в мантии Земли**

Крупномасштабный конвективный теплоперенос в мантии Земли является главной движущей силой геологических процессов. Потоки океанической астеносферы от срединно-океанических хребтов до активных и пассивных окраин континентов перемещают литосферные плиты. Потоки астеносферы, охладившиеся под океанами, погружаются под литосферу активных окраин целиком вместе с вышележащей океанической литосферой, а под литосферу пассивных окраин – почти целиком, за исключением их самых нижних слоёв, скорости движения которых меньше или равны скоростям перемещаемых литосферных плит.

Основание океанической астеносферы определяется максимальной глубиной, до которой сохраняется её субгоризонтальное движение (пониженная вязкость), а следовательно, сейсмическая анизотропия, связанная с преимущественной ориентацией удлинённых минералов, в основном оливина. Например, под Тихоокеанской плитой с самой древней корой анизотропия скоростей волн Лява наблюдается до глубины ~200 км [1].

Согласно моделированию [2], погружающаяся океаническая астеносфера проходит сейсмический раздел 660 км. Действительно, охлаждённые потоки астеносферы Атлантики прослеживаются под литосферой ближайших к ней окраин африканских архейских кратонов (Каапваальского, Конго и Западно-Африканского) по повышенным скоро-

---

<sup>1</sup> Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

стям  $P$ - и  $S$ -волн до глубин  $\sim 800$  и  $\sim 1000$  км соответственно [3]. Благодаря этим потокам расстояние между сейсмическими разделами 410 и 660 км под западной окраиной Каапваальского кратона на 20 км больше, чем под его центром (Кимберли) с самой толстой литосферой [4].

Субгоризонтальные возвратные потоки погружившейся океанической астеносферы от континентальных окраин до срединно-океанических хребтов в интервале глубин  $\sim 800 < H < \sim 1000$  км образуют „вторую астеносферу“ (рис. 1). „Вторая астеносфера“ нагревается и обогащается несовместимыми компонентами (базальтовыми, летучими и др.) потоками вещества из нижней мантии, а затем всплывает под срединно-океаническими хребтами. Поэтому под Восточно-Тихоокеанским поднятием и Срединно-Атлантическим хребтом сейсмический раздел 660 км поднят на 5–10 км [5]. Граница между верхней и нижней мантией на глубине в среднем  $\sim 1000$  км является химической и, как фазовая граница 660 км, временно задерживает погружающиеся океанические плиты [6] и поднимающиеся мантийные плюмы (Гавайский, Исландский, Зелёного Мыса, Азорский, Маркизский и др.).

По результатам проведённой нами термобарометрии ксенолитов мантийных пород и включений в алмазах тепловой поток из астеносферы через основание литосферы ( $q_A$ , мВт/м<sup>2</sup>) возрастает с толщиной литосферы ( $H_L$ , км) архейских кратонов (Каапваальского, Танзанийского, Слейв и Вайоминг):  $H_L = 550.5 - 3539/q_A$ . Следовательно, под самой толстой континентальной литосферой находятся наиболее горячие, а значит, центральные части потоков, поднимающихся от верхов нижней мантии. Эти восходящие потоки динамически поддерживают континентальную и океаническую литосферу (см. рис. 1) и вызывают выполаживание дна океана при возрастах коры  $> 70$ – $90$  млн лет. Образованная ими континентальная астеносфера особенно сильно истощена несовместимыми компонентами, весьма сухая и восстановленная, поскольку за её счёт утолщается по мере охлаждения мантии Земли самая глубокая континентальная литосфера. Например, литосфера центральной части Каапваальского кратона (Кимберли) со времени её образования  $\sim 4.2$  млрд лет назад увеличилась по толщине от 185 км до 270 км (на основе экстраполяции термобарометрических данных).

Если вся нижняя мантия настолько истощена теплогенерирующими изотопами U, Th и K, насколько вещество, поднимающееся от её верхов к основанию континентальной литосферы, то скорость охлаждения этой мантии чрезмерно велика, так как предполагает плавление всей коры в архее. Даже менее истощённая мантия Земли с содержанием теплогенерирующих изотопов как в источнике базальтов срединно-океанических

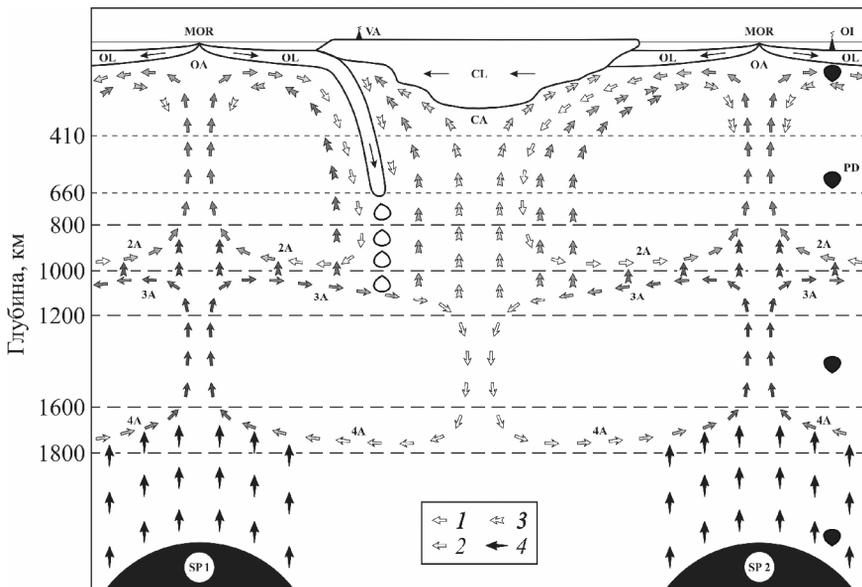


Схема конвекции в мантии Земли. Показаны стрелками: 1 – конвективные ячейки в верхней мантии, 2 – конвективные ячейки в нижней мантии, 3 – потоки вещества из нижней мантии в верхнюю мантию, 4 – потоки вещества суперплюмов. Более тёмный серый цвет стрелок отвечает меньшей степени истощённости вещества несовместимыми компонентами. Обозначения: MOR – срединно-океанический хребт, VA – вулканическая дуга, OI – океанические острова, OL – океаническая литосфера, CL – континентальная литосфера, OA – океаническая астеносфера, CA – континентальная астеносфера, 2А, 3А и 4А – “вторая, третья и четвёртая астеносфера”; PD – мантийный плюмовый диапир; SP 1 и SP 2 – первый и второй суперплюмы (соответственно Тихоокеанский и Африканский в современном суперконтинентальном цикле)

хребтов охлаждалась бы со слишком большой скоростью, в среднем  $\sim 280$  °C/млрд лет [7].

Верхи нижней мантии под континентами приобретают столь истощённый состав после отделения от их исходных пород горячего, менее истощённого вещества в восходящих потоках под срединно-океаническими хребтами и в субгоризонтальных потоках от этих хребтов к континентам на глубинах  $\sim 1000 < H < \sim 1200$  км, представляющих собой „третью астеносферу“ (см. рис. 1). На глубине  $\sim 1200$  км погружающаяся океаническая литосфера временно задерживается [6] в связи

с изменением состава мантии [8] и скачкообразным возрастанием её вязкости [9, 10].

Отделение от „третьей астеносферы“ горячих потоков, поднимающихся к основанию континентальной литосферы, охлаждает эту астеносферу и тем самым увеличивает её плотность. После погружения она движется обратно субгоризонтально к срединно-океаническим хребтам в виде „четвёртой астеносферы“ (рис. 1), которой отвечает минимум вязкости на глубине ~1600 км [11]. Резкое возрастание плотности и вязкости пород с глубины ~1800 км [12], препятствующее субдукции океанической литосферы [6], отчасти вызвано быстрым увеличением долей ионов  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$  в ферропериклазе и Mg-перовските в низкоспиновом состоянии с меньшими, чем в высокоспиновом состоянии, ионными радиусами [13].

Возвратный поток „четвёртой астеносферы“ нагревается и обогащается несовместимыми компонентами потоками наименее истощённого мантийного вещества, поднимающимися от Тихоокеанского и Африканского суперплюмов (рис.1) и подобных им структур меньших размеров у основания мантии: Гавайской [14], Пермской [15], Камчатской [16], Исландской [17] и других [18]. Восходящие потоки „суперплюмового“ вещества поддерживают ячеистую термохимическую конвекцию в нижней, а через неё – и в верхней мантии Земли. Магматизм срединно-океанических хребтов, современная тектоника плит и внутриплитный плюмовый магматизм продолжатся до исчерпания этого вещества.

### Литература

1. *Nettles M., Dziewoński A.M.* Radially anisotropic shear velocity structure of the upper mantle globally and beneath North America // *J. Geophys. Res.* 2008. Vol. 113. № B2. P. 1-27.
2. *Liu L., Zhou Q.* Deep recycling of oceanic asthenosphere material during subduction // *Geophys. Res. Lett.* 2015. Vol. 42. № 7. P. 2204-2211.
3. *Houser C., Masters G., Shearer P., Laske G.* Shear and compressional velocity models of the mantle from cluster analysis of long-period waveforms // *Geophys. J. Int.* 2008. Vol. 174. № 1. P. 95-212.
4. *Stankiewicz J., Chevrot S., van der Hilst R.D., de Wit M.J.* Crustal thickness, discontinuity depth, and upper mantle structure beneath southern Africa: constraints from body wave conversions // *Phys. Earth Planet. Int.* 2002. Vol. 130. № 3-4. P. 235-251.
5. *Schmerr N., Garnero E.J.* Upper mantle discontinuity topography from thermal and chemical heterogeneity // *Science.* 2007. Vol. 318. № 5850. P. 623-626.

6. *Fukao Y., Obayashi M.* Subducted slabs stagnant above, penetrating through, and trapped below the 660 km discontinuity // *J. Geophys. Res.* 2013. Vol. 118. № B11. P. 5920-5938.

7. *Paul D., Swati.* Global surface heat flow and its implications on mantle structure // *J. Applied Geochem.* 2012. Vol. 14. № 4. P. 509-527.

8. *Kennett B.L.N.* Seismological insights into heterogeneity patterns in the mantle / *Sparks S.R.J., Hawkesworth C.J.* (eds.) *The state of the planet: frontiers and challenges in geophysics* // *Geophys. Monogr. Ser.* Washington, D.C., AGU. 2004. Vol. 150. P. 43-57.

9. *Soldati G., Boschi L., Deschamps F., Giardini D.* Inferring radial models of mantle viscosity from gravity (GRACE) data and an evolutionary algorithm // *Phys. Earth Planet. Int.* 2009. Vol. 176. № 1-2. P. 19-32.

10. *Yoshioka S., Naganoda A.* Effects of trench migration on fall of stagnant slabs into the lower mantle // *Phys. Earth Planet. Int.* 2010. Vol. 183. № 1-2. P. 321-329.

11. *Matyska C., Yuen D.A., Wentzcovitch R.M., Čížková H.* The impact of variability in the rheological activation parameters on lower-mantle viscosity stratification and its dynamics // *Phys. Earth Planet. Int.* 2011. Vol. 188. № 1. P. 1-8.

12. *Tosi N., Yuen D.A.* Bent-shaped plumes and horizontal channel flow beneath the 660 km discontinuity // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. Vol. 312. № 3-4. P. 348-359.

13. *Mao Z., Lin J.-F., Liu J., Prakapenka V.B.* Thermal equation of state of lower-mantle ferropericlase across the spin crossover // *Geophys. Res. Lett.* 2011. Vol. 38. № 23. L23308. P. 1-4.

14. *Zhao D.* Multiscale seismic tomography and mantle dynamics // *Gondwana Res.* 2009. Vol. 15. № 3-4. P. 297-323.

15. *Lekic V., Cottaar S., Dziewonski A.M., Romanowicz B.* Cluster analysis of global lower mantle tomography: a new class of structure and implications for chemical heterogeneity // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. Vol. 357-358. P. 68-77.

16. *He Y., Wen L., Zheng T.* Seismic evidence for an 850 km thick low-velocity structure in the Earth's lowermost mantle beneath Kamchatka // *Geophys. Res. Lett.* 2014. Vol. 41. № 20. P. 7073-7079.

17. *He Y., Wen L., Capdeville Y., Zhao L.* Seismic evidence for an Iceland thermo-chemical plume in the Earth's lowermost mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. Vol. 417. P. 19-27.

18. *Burke K., Cannon J.M.* Plume-plate interaction // *Can. J. Earth Sci.* 2014. Vol. 51. № 3. P. 208-221.