

О ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ЭВОЛЮЦИИ АСТЕНОСФЕРНЫХ ЗОН ПРИ КОНВЕКЦИИ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПОД ЛИТОСФЕРНОЙ ПЛИТОЙ

Перепечко Ю.В., Шарапов В.Н.

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
e-mail: perep@igm.nsc.ru*

В геофизических моделях мантии Земли предполагается наличие сплошного слоя частично расплавленного вещества верхней мантии под литосферной плитой [Shapiro, Ritzwoller, 2002; McKenzie et al., 2005; Kustowski et al., 2008]. Образование такой структуры, начиная с эпохи ранней Земли, возможно при развитии конвекции в верхней мантии над фазовым переходом на глубине 660 км [Christensen, Harder, 1991; Shearer, Masters, 1992; Ogawa, Nakamura, 1998; Van Keken, Ballentine, 1999; Yoshida, 2004; Wolstencroft, Davies, 2011]. Основные гидродинамические модели конвективных систем в мантии Земли с учетом фазовых границ в верхней мантии рассмотрены в [Treatise..., 2007]. В данном сообщении на основе численного 2D моделирования нестационарной конвекции в верхней мантии с учетом основных фазовых переходов обсуждаются термодинамические условия возникновения, эволюции и отмирания астеносферных зон под однородной по толщине и структуре литосферной плитой. Численное моделирование конвекции в верхней мантии проведено в приближении Буссинеска: рассматривается гидродинамика высоковязкой сжимаемой жидкости с фазовыми переходами, происходящими в литосферной плите и верхней мантии [Перепечко, Шарапов, 2001]. Моделирование проводилось при следующих условиях. Начальное распределение температуры в разрезе земная кора-верхняя мантия задавалось линейным в литосферной плите и меняющимся по степенному закону в верхней мантии. Верхняя граница литосферы принимается свободной с постоянной температурой (0°C). Толщина метасоматизированной литосферной мантии определяется реологией среды и положением верхней границы астеносферы. Граница верхней и нижней мантий принимались непроницаемой для вещества с заданным распределением температуры ($T_{\text{гп}} \sim 1400 \div 2050^{\circ}\text{C}$). Условия на боковых границах имитировали бесконечность слоя. Задача решалась методом контрольного объема [Patankar, 1980, Perepechko, 2000], важным свойством которого является точное выполнение интегральных законов сохранения в любой подобласти, что обеспечивает физичность результатов моделирования. Расчетная область составляла $700 \times (2100 \div 4900)$ км. Шаг по времени при исследовании динамики астеносферы составлял $0.15 \div 0.65$ млн лет.

Геофизические модели распределения температур в современной литосфере и верхней мантии Земли реконструируют текущее состояние в эволюции параметров состояния после последней из возможно происходивших перестроек конвективного поля в мантии Земли [Peltier, Solhem, 1992; Ratcliff et al., 1997; Ogawa, 2003]. Среди предлагаемых моделей представляют интерес те, которые могут привести к появлению декомпрессионного плавления мантийных пород под литосферной плитой [McKenzie et al., 2005]. Длительность ($\sim 50 \div 100$ млн лет [Модельный..., 2009]) и структурные вариации развития конвективных ячеек являются существенными для реализации условий появления и времени существования таких астеносферных зон. В данном сообщении эволюция термодинамических параметров рассматривается для модели однородной литосферы мощностью 100 км на временной шкале 500 млн лет с начала развития стратификации в верхней мантии. В модели с однородной литосферной плитой декомпрессионное плавление начинается при $T_{\text{гп}} \geq 1650^{\circ}\text{C}$. При начальных температурах на границе мантий от 1700°C до 1950°C время существования астенолинз составляет от 30 до 100 млн лет. На этой стадии проявляются сложные процессы неустойчивости в эволюции астенолинз после формирования квазиплоской верхней границы области плавления. Между этой границей и основанием литосферной плиты появляются дополнительные конвективные ячейки, которые расчленяют астенолинзу на три части, после чего проходит постепенная деградация областей

плавления и их исчезновение. Начальная фаза развития астеносферных зон продолжается ~20 млн лет. Для второй, более продолжительной, фазы эволюции областей декомпрессионного плавления характерно периодическое распределение зон плавления, размеры которых сопоставимы с размерами лавовых щитов внутриплитных вулканов. После вырождения указанных зон плавления вновь формируется устойчивое конвективное поле с числом конвективных ячеек, соответствующих начальному, но без зон декомпрессионного плавления. При температуре на границе верхней и нижней мантий выше 1950°C развитие процессов тепломассопереноса существенно отличается от описанного тем, что после фазы дегградации крупных астенолинз происходит перестроение исходных конвективных ячеек с образованием более мелких астенолинз с переменной степенью плавления, которые проявляют пространственную эволюцию внутри конвективных ячеек. Интенсивность такого процесса возрастает с ростом температуры на нижней границе верхней мантии.

Таким образом, в рамках рассматриваемого приближения области частичного плавления в верхней мантии могут существовать на протяжении 30÷100 млн лет по следующим причинам: декомпрессионное плавление пород фертильной мантии при температуре нижней мантии 1700°C÷1950°C под перовскитовым фазовым переходом; контактное плавление метасоматизированных пород литосферной мантии под воздействием кондуктивного прогрева литосферной плиты теплом из конвекционных ячеек. При температуре под перовскитовым переходом более 2000°C реализуются условия проявления квазистационарного декомпрессионного плавления пород конвектирующей верхней мантии. При толщине литосферной плиты ~100 км масштабное проявление частичного плавления в нижней ее части маловероятно. В рассмотренных типах конвективной неустойчивости и связанной с ней стратификации верхней мантии условия, необходимые для появления «унифицированных» верхнемантийных профилей температур, не реализуются.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 12-05-00625.

Литература

Модельный анализ развития континентальных мантийно-коровых рудообразующих систем. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. – 399 с.

Перепечко Ю.В., Шарапов В.Н. Динамика плавления в океанической верхней мантии // Геология и геофизика. 2001. Т.42. №8. С.1237-1248.

Christensen U., Harder H. Three-dimensional convection with variable viscosity // Geophys. J. Int. 1991. V.104. P. 213-226.

Kustowski B., Ekström G., Dziewoński A. M. Anisotropic shear-wave velocity structure of the Earth's mantle: A global model // J. Geophys. Res. 2008. V.113. B06306. P. 1-23.

McKenzie D., Jackson J., Priestley K. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere // EPSL. 2005. V.233. P. 337-349.

Ogawa M. Chemical stratification in a two-dimensional convecting mantle with magmatism and moving plates // J. Geophys. Res. 2003. V.108. B12. P. 1-20.

Ogawa M., Nakamura H. Thermochemical regime of the early mantle inferred numerical models of the coupled magmatism-mantle convection system with the solid-solid phase transition at depths around 660 km // J. Geophys. Res. 1998. V.103, B6. P.12161-12180.

Patankar S. Numerical heat transfer and fluid flow. – New York: Hemisphere publishing corporation. 1980. – 151 p.

Peltier W.R., Solhem L.P. Mantle phase-transition and layered chaotic convection // Geophys. Res. Lett. 1992. V.3. P. 321-324.

Perepechko L.N. Investigation of heat mass transfer processes in the boundary layer with injection // Archives of Thermodynamics. 2000. V.21, № 3-4. P. 41-54.

Ratcliff J.T., Tackley P.J., G., Schubert G., Zebib A. Transition in thermal convection with strongly variable viscosity // Phys. Earth Planet. Inter. 1997. V.102. P. 201-212.

Shapiro N.M., Ritzwoller M.N. Monte-Carlo inversion for global shear velocity model of crust and upper mantle // *Geoph. Int. J.* 2002. V.151. P. 88-105.

Shearer P.M., Masters G.T. Global mapping of topography on the 660 km discontinuity // *Nature*. 1992. V.355. P. 791-795.

Treatise on Geophysics. V.7. Mantle dynamics. Ed. D. Bercovici. Elsevier, New York, 2007. – 505 p.

Van Keken P.E., Ballentine C.L. Dynamical model of mantle volatile evolution and role of phase transition and temperature-dependent rheology // *J. Geophys. Res.* 1999. V.104. B4. P.7 137-7151.

Wolstencroft M., Davies J.H. Influence of the Ringwoodite-Perovskite transition on mantle convection in spherical geometry as function of Clapeyron slope and Rayleigh number // *Solid Earth Discuss.* 2011. V.3. P. 713-741.

Yoshida M. Influence of two major phase transition on mantle convection with moving and subducting plates // *EPS.* 2004. V. 56. P. 1019-1033.