

УДК 550.311

## К ВЯЗКОЙ МОДЕЛИ ВНЕШНЕГО БАЗАЛЬТОВОГО СЛОЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ НА МЕДЛЕННО РАЗДВИГАЮЩИХСЯ ХРЕБТАХ

© 2012 г. С.В. Гаврилов

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия*

Рассчитана численная модель формирования корового базальтового слоя 2А у Срединно-Атлантического хребта при средней вязкости материала коры  $10^{21}$  Па·с. Модель описывает мощность слоя, его утонение в направлении, перпендикулярном простиранию рифтовой долины, наблюдаемую в Атлантике минимальную мощность слоя около 0.3 км.

**Ключевые слова:** срединно-океанический хребет, мощность океанической коры, вязкость коры.

### Введение

Удивительной особенностью океанической коры на внутренних (обращенных к оси хребта) склонах рифтовых долин является уменьшение ее мощности с увеличением расстояния от оси хребта [Detrick *et al.*, 1995, Fig.12b]. Утонение коры у Срединно-Атлантического хребта весьма значительно – оно составляет около 1 км (или более). Однако это явление ранее не привлекало внимания исследователей и до настоящего времени не получило объяснения.

Мощность океанической коры, составляющая в среднем 5–7 км, практически не зависит от скорости раздвигания океанических плит [Лобковский *и др.*, 2004]. Сейсмическими методами с привлечением данных о составе океанической коры в ней выделяются три литологических слоя. Первый слой – осадочный – залегает на втором и третьем, образованных базальтовыми вулканическими породами. Второй слой, имеющий мощность  $1.6 \pm 0.7$  км, в свою очередь, состоит из двух слоев – верхнего (2А) и нижнего (2В). Слой 2А, сформированный эффузивными серпентинизированными вулканическими потоками, образующими подушечные лавы и базальтовые пласты, имеет мощность около 0.5 км. Слой 2В сформирован интрузивными потоками, преимущественно в виде грубозернистых пластинчатых даек; его мощность  $\sim 1.5$  км. Третий из выделяемых в океанической коре слоев представлен габбро и родственными кумулятивными породами, кристаллизующимися у основания магматической камеры; его мощность  $\sim 4.7 \pm 1.4$  км [Schubert *et al.*, 2001].

Считается, что слой 2В формируется в результате подъема магмы, которая заполняет вертикальные трещины над магматической камерой, затвердевая в виде даек. Некоторое количество магмы достигает поверхности слоя и образует на ней базальтовые подушечные лавы, формируя наружный базальтовый слой океанической коры – слой 2А.

Морфология срединно-океанических хребтов зависит от скорости раздвигания плит. На медленно раздвигающихся хребтах, таких, как Срединно-Атлантический, имеется глубокая рифтовая долина шириной 30–50 км и глубиной 1.5–3 км, тогда как на быстро раздвигающихся хребтах, таких, как сегменты Восточно-Тихоокеанского поднятия, рифтовой долины нет. Сейсмические исследования и измерения электропроводности свидетельствуют, что под медленно раздвигающимися хребтами отсутствуют магмати-

ческие камеры. Пониженные сейсмические скорости под хребтами говорят о наличии обширных зон размягченного преимущественно кристаллического материала с некоторым количеством расплава и переходных зон твердого вещества и расплава на границах части зерен [Schubert et al., 2001; Turcotte, Schubert, 2002; Лобковский и др., 2004].

Утонение океанической коры на внутренних склонах рифтовых долин с удалением от оси хребта, наблюдаемое, в частности, у Срединно-Атлантического хребта, возможно, объясняется вязким стеканием коры по склону рифтовой долины в направлении к оси хребта. В предлагаемой модели показывается, что наблюдаемое утонение может соответствовать среднему коэффициенту вязкости коры  $\sim 10^{21}$  Па·с.

### Описание численной модели

В качестве модели выноса материала наружного базальтового слоя 2А коры от оси рифтовой долины рассмотрим движение вязкой жидкости в прямоугольной области  $OABC$ , изображенной на рисунке. Горизонтальная и вертикальная безразмерные координаты рассматриваемой области соответственно  $0 \leq x \leq 1$ ,  $0 \leq z \leq 1$ , где в качестве масштаба длины выбрана величина  $d=10$  км. Правая вертикальная граница  $x=1$  движется с заданной (безразмерной) скоростью  $V_b$ , причем скорость измеряется величиной  $V_0 = 1$  см/год. Заштрихованная область  $0 \leq z \leq 0.25$  в модели представляет источник материала слоя 2А у оси рифтовой долины; в области  $z \geq 0.25$  формируется слой 2А, прилипающий к движущейся плите.

Численная модель строится как решение безразмерной системы уравнений, аналогичной использованной в [Schubert et al., 2001]:

$$(\partial_{zz}^2 - \partial_{xx}^2)\eta(\psi_{zz} - \psi_{xx}) + 4\partial_{xz}^2(\eta\psi_{xz}) = -(\text{Re}/Fr^2)C_x, \quad (1)$$

$$C_t = -(u \cdot \nabla)C = -\psi_z C_x + \psi_x C_z, \quad (2)$$

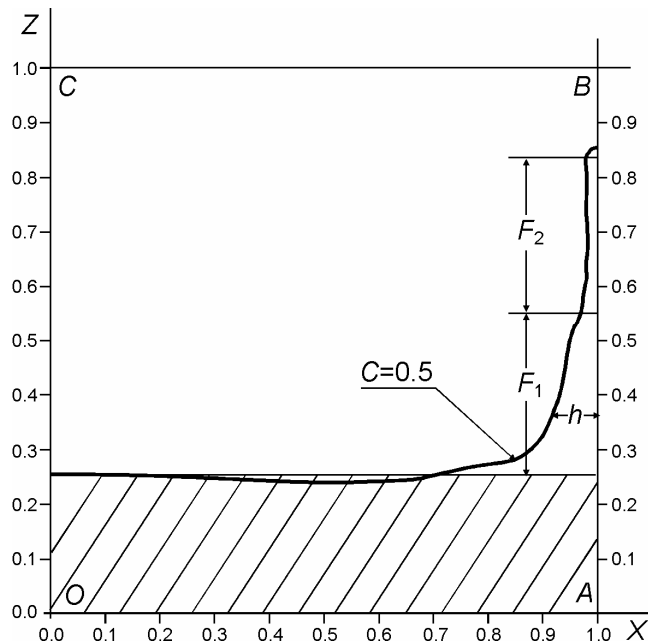
где  $\text{Re} = \rho V_0 d / \bar{\eta}$  – число Рейнольдса;  $Fr = V_0 / \sqrt{gd}$  – число Фруда;  $\rho$  – плотность коры,  $g$  – ускорение силы тяжести;  $\psi$  – функция тока;  $C$  – концентрация вещества коры ( $C=1$  в слое 2А,  $C=0$  вне слоя);  $\eta$  – безразмерный коэффициент вязкости, измеряемый величиной  $\bar{\eta}=10^{21}$  Па·с ( $=10^{22}$  П). При  $\rho=2.7$  г/см<sup>3</sup> и принятом масштабе  $d=10$  км

$$\text{Re}/Fr^2 = \rho g d^2 / \bar{\eta} V_0 = 8.5. \quad (3)$$

При приведении уравнений (1), (2) к безразмерному виду функция тока нормирована на  $V_0 d$ , а времена – на  $d/V_0$ . При этом безразмерный параметр (3) заменяет собой число Рэлея, появляющееся в уравнениях динамики вязкой жидкости при измерении функции тока величиной коэффициента температуропроводности.

Деформация свободной поверхности коры рассчитана в представленной модели методом, изложенным автором в работе [Гаврилов, 2009]. Безразмерный коэффициент вязкости  $\eta$  внутри коры принимался равным единице, вне коры – на два порядка меньше. Как показано в [Гаврилов, 2009], этого перепада вязкости достаточно, чтобы с точностью  $\sim 10^{-2}$  считать наружную поверхность коры свободной, задаваемой изолинией  $C=0.5$ .

Принимая в начальный момент времени  $t=0$  концентрацию вещества коры  $C=1$  при  $0 \leq z \leq 0.25$  и  $C=0$  при  $z \geq 0.25$  и решая систему (1)–(2) с граничными условиями прилипания к правой (поднимающейся) границе  $AB$ , свободного скольжения на нижней границе  $OA$  и условиями  $\psi_n = 0$ ,  $\psi_{nn} = 0$  квазиодномерного движения на границах  $OC$  и  $BC$ , находим при  $V_b=2.5$  квазистационарное решение для поверхности  $C=0.5$ . Граничные условия для концентрации:  $C=1$  при  $z=0$ ,  $C=0$  при  $z=1$ ,  $C_n = 0$  при  $x=0$  и  $x=1$ . Изолиния  $C=0.5$  в данной модели описывает поверхность коры (поверхность слоя 2А).



Поверхность слоя 2A в модели вязкого увлечения базальтового материала от оси рифтовой долины на медленно раздвигающемся срединно-океаническом хребте, рассчитанная как изолиния  $C=0.5$ . В интервале глубин  $F_1$  мощность внешнего базальтового слоя коры  $h$  уменьшается с расстоянием от оси рифтовой долины.  $F_2$  – интервал глубин, в пределах которого мощность коры  $h$  неизменна. Заштрихована область питания слоя 2A материалом коры

### Результаты и обсуждение

Согласно [Ландау, Левич, 1942], при вертикальном равномерном выдвигании твердой пластины из сосуда с вязкой жидкостью с ростом высоты толщина слоя увлекаемой жидкости стремится к конечному пределу  $h$ , который в обозначениях настоящей работы составляет

$$h \approx A \left( \frac{\eta V_b}{g\rho} \right)^{1/2}. \quad (4)^*$$

Относительно коэффициента  $A$  в [Ландау, Левич, 1942] сказано, что он может быть определен только экспериментально. Проведенный в данной работе численный эксперимент дает для  $A=0.05$ , если погранслоем, сформировавшийся у границы  $x=1$  при безразмерном  $0.55 \leq z \leq 0.85$ , интерпретировать как слой жидкости постоянной толщины  $h$ , уносимый на бесконечную высоту.

Возвращаясь к геофизической интерпретации полученного результата, можно отметить, что он достаточно точно объясняет режим формирования слоя 2A океанической коры у Срединно-Атлантического хребта. Выбранная скорость  $V_b=2.5$  см/год соответствует скорости движения океанического дна в Атлантике. Хотя литосферная плита выдвигается к флангам рифтовой долины в среднем под достаточно малым углом, важен общий перепад высот, в пределах которого океаническая кора поднимается от оси рифтовой долины к ее флангам. В модели размерная модельная мощность  $h$  слоя 2A в области  $F_2$  (см. рисунок) составляет  $\sim 300$  м. Эта величина близка к наблюдаемой мощности слоя 2A на достаточном удалении от оси хребта на флангах рифтовой долины, соответствующих границе между интервалами глубины  $F_1$  и  $F_2$ . Выдвигаясь к флангам долины, кора поднимается на 1.5–2.5 км. Это достаточно точно соотносится с интервалом глубин  $F_1$  на рисунке –  $0.3 \leq z \leq 0.55$  (в размерной форме этот перепад глубин составляет 2.5 км). В пределах интервала  $F_1$ , как видно на рисунке, модельная мощность слоя 2A уменьшается от  $\sim 1$  км до 0.3 км, что вполне согласуется с наблюдаемым уменьшением общей мощности коры на 1–2 км в пределах рифтовой долины вкост оси Срединно-Атлантического хребта [Detrick et al., 1995, Fig. 12b].

\* В (4) все величины размерны.

## Выводы

Построенная модель вязкого увлечения материала базальтовой океанической коры описывает формирование в ней слоя 2А у Срединно-Атлантического хребта. Эффективный коэффициент вязкости материала коры составляет  $\sim 10^{21}$  Па·с. Модель достаточно точно объясняет мощность слоя 2А и наблюдаемое уменьшение мощности коры в пределах рифтовой долины в направлении, поперечном ее простиранию.

## Литература

- Гаврилов С.В. Конвекционная модель послеледникового поднятия // Физика Земли. 2009. № 5. С.70–76.
- Ландау Л.Д., Левич В.Г. Увлечение жидкости движущейся пластинкой // Собрание трудов Л.Д. Ландау. Т. 1. М.: Наука, 1969. С.412–422.
- Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 610 с.
- Detrick R.S., Needham H.D., Renard V. Gravity anomalies and crustal thickness variations along the Mid-Atlantic Ridge between 33°N and 40°N // J. Geophys. Res. 1995. V. 100, № B3. P.3767–3787.
- Schubert G., Turcotte D.L., Olson P. Mantle Convection in the Earth and Planets. New-York: Cambridge University Press, 2001. 940 p.
- Turcotte D.L., Schubert G. Geodynamics. Cambridge: Cambridge University Press, 2002. 448 p.

*Сведения об авторе*

**ГАВРИЛОВ Сергей Владиленович** – доктор физико-математических наук, главный научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123995, ГСП-5, Москва Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: (495) 221-93-55. E-mail: Gavrilov@ifz.ru

## ON THE VISCOUS MODEL OF THE OUTER BASALTIC LAYER OF THE OCEANIC CRUST AT SLOW-SPREADING RIDGES

S.V. Gavrilov

*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

**Abstract.** Calculated numerical model of the 2A crustal layer formation at the Mid-Atlantic Ridge describes the 2A layer thickness as well as its thinning with the distance from the ridge axis. Minimum 2A layer thickness (0.3 km) constrains the mean crust viscosity by  $10^{21}$  Pa·s for the spreading rate characteristic of the Mid-Atlantic Ridge.

**Keywords:** mid-ocean ridge, oceanic crust thickness, viscosity of the crust.