

УДК 550.312

ВЯЗКОСТЬ ЗЕМНОГО ЯДРА ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2008 г. В. Ю. Бурмин

Представлено академиком В.Н. Страховым 10.04.2007 г.

Поступило 11.04.2007 г.

Ранее автором в результате интерпретации так называемых предвестников, т.е. сейсмических волн, распространяющихся в низах внешнего ядра Земли и выходящих на поверхность на расстояниях 134° – 146° , получено распределение скорости продольных сейсмических волн, которое характеризуется значительным увеличением градиента скорости во внешнем ядре. Новая скоростная кривая делает необходимым уточнение значений упругих параметров и коэффициента вязкости ядра. В работе на основе анализа полученных ранее результатов даются двусторонние оценки модулей упругости и коэффициента вязкости для внешнего и внутреннего ядра при колебаниях с частотой 1 Гц. Минимальные и максимальные оценки значений коэффициента динамической вязкости η меняются с глубиной. Минимальные значения во внешнем ядре могут меняться от $2.0 \cdot 10^8$ до $3.8 \cdot 10^{10}$ Па · с. Максимальные значения во внешнем ядре меняются в пределах от $2.5 \cdot 10^9$ до $7.5 \cdot 10^{11}$ Па · с. В зоне F η может находиться в пределах практически от нуля до $4.0 \cdot 10^{10}$ Па · с. Во внутреннем ядре вязкость находится в пределах от $5.0 \cdot 10^{10}$ до 10^{11} Па · с.

Считается, что внешнее ядро Земли является жидким, так как через него не проходят упругие поперечные волны. В соответствии с этим модуль сдвига во внешнем ядре Земли принимается равным нулю. По крайней мере так выглядят современные физические модели Земли. В то же время всякая реальная жидкость обладает вязкостью и, следовательно, по отношению к достаточно высокочастотным колебаниям обладает эффективным модулем сдвига, отличным от нуля.

Вязкость земного ядра, в частности внешнего, является наименее изученной его характеристикой. В настоящее время имеет место существенное различие между результатами теоретических исследований, данными лабораторных экспериментов и геофизическими данными относительно величины вязкости внешнего ядра Земли. Боль-

шинство теоретических и экспериментальных исследований дают низкую вязкость расплавов соединений железа при P – T -условиях, соответствующих условиям внешнего ядра, порядка 10^{-2} Па · с [1–4]. В то же время практически все геофизические данные дают гораздо более высокие значения вязкости земного ядра в пределах от 10^3 до 10^{12} Па · с. Так, по оценкам В.Н. Жаркова [5], динамическая вязкость во внешнем ядре достаточно высокая, но не превосходит 10^9 Па · с. Данные о свободной нутации ядра [6] дают значение кинематической вязкости внешнего ядра Земли порядка 10^5 Ст, что соответствует значению динамической вязкости для внешнего ядра $\sim 10^{10}$ Па · с. На основе данных о расщеплении мод собственных колебаний Земли получены значения вязкости вблизи границы внешнего и внутреннего ядра $1.22 \cdot 10^{11}$ Па · с [7]. Теория магнитного динамо в ядре дает значение вязкости $2 \cdot 10^7$ Ст, или $2 \cdot 10^{12}$ Па · с [8]. В последние годы получены данные о супервращении внутреннего ядра, заключающиеся в том, что благодаря приливным силам, действующим в большей степени на внешние оболочки Земли, внутреннее ядро вращается быстрее, чем мантия. По разности скорости вращения внутреннего ядра и мантии можно оценить вязкость внешнего ядра. Так, в работе [9] вязкость внешнего ядра оценивается величиной $\sim 10^3$ Па · с. В работе [10] дается оценка кинематической вязкости внешнего ядра $3 \text{ м}^2/\text{с}$, или $\sim 3 \cdot 10^4$ Па · с. Согласно данным [11], полученным на основании исследований вязкости жидких металлов под давлением до 10^{10} Па, отмечается значительный рост вязкости расплавов вдоль кривой плавления. Исследования авторов [11] основаны на измерении размеров кристаллических зерен в образцах, полученных закалкой из расплавов. Экстраполяция результатов, полученных для расплавов железа, к давлениям и температурам, существующим в земном ядре, позволяет авторам заключить, что внешнее ядро состоит из расплавов, вязкость которых меняется от 10^2 до 10^{11} Па · с в зависимости от глубины. Внутреннее ядро, по предположению тех же авторов, находится в состоянии ультравязкой жидкости ($\eta > 10^{11}$ Па · с), близкой по своим свойствам к стеклу.

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта
Российской Академии наук, Москва*

В настоящей работе на основе результатов, полученных автором ранее о распределении скорости продольных сейсмических волн и упругих параметров во внешнем ядре [12, 13], даются оценки распределения модуля сдвига и вязкости внешнего и внутреннего ядра.

ОЦЕНКИ МОДУЛЯ СДВИГА ВО ВНЕШНЕМ И ВНУТРЕННЕМ ЯДРЕ ЗЕМЛИ

В работе автора [13] на основании результатов интерпретации волн, предвестников распространяющихся в низах внешнего ядра Земли [12], делается вывод о том, что модуль сдвига в нем для колебаний порядка 1 Гц должен быть отличен от нуля и достигает значений $2 \cdot 10^{12}$ Па. Этот вывод основывается на том факте, что градиент скорости продольных волн в низах внешнего ядра возрастает, и предположении, что модуль всестороннего сжатия, в частности в ядре, является монотонной функцией глубины.

Оценим максимальное и минимальное значения μ в ядре. Для этого примем три условия, а именно: модуль сдвига является неотрицательной функцией, адиабатический модуль всестороннего сжатия k_s в ядре будет монотонной и, кроме того, непрерывной функцией давления или в нашем случае глубины. Первое условие очевидно. Второе и третье условия с физической точки зрения вполне обоснованны, так как предполагается, что внешнее и внутреннее ядро имеет близкий состав на основе соединений Fe. Модуль сдвига найдем из соотношений для сейсмического параметра Φ и скорости поперечных волн v_s :

$$\Phi(z) = v_p^2 - \frac{4}{3}v_s^2 = \frac{k_s}{\rho}, \quad v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}, \quad (1)$$

$$\mu = \frac{3}{4}(\rho v_p^2 - k_s) \geq 0.$$

В последнюю формулу в качестве параметра входит плотность ρ , которую можно найти из уравнений Вильямсона–Адамса и которая зависит от значений модуля сдвига μ . Поэтому при определении верхней и нижней границ модуля сдвига необходимо переопределять распределение плотности не только в ядре, но и в мантии. Из формулы (1) следует, что минимальному значению μ соответствует максимальное значение k_s и наоборот. Для нахождения максимальных и минимальных значений модуля сжатия мы можем достаточно надежно определить три точки на кривой $k_s(z)$ в ядре. Первая точка соответствует границе ядро–мантия. Вторая точка лежит на границе, при этом зона F – внутреннее ядро. Третья точка соответствует центру ядра. Через три точки можно провести квадратичную параболу, ко-

торая будет удовлетворять указанным выше требованиям.

Максимальные значения для k_s определим следующим образом. По заданным значениям функции скорости продольных волн в земном ядре $v_p(z)$ и плотности $\rho(z)$ [13] построим кривую $k_s(z)$ для случая, когда величина μ равна нулю во всем ядре. Эта кривая определит нам значения k_s в двух точках: на границе ядро–мантия и на границе, зона F – внутреннее ядро. Значение k_s в третьей точке, т.е. в центре ядра, определим из условия равенства коэффициента Пуассона $\sigma = 0.44$. Это значение определяется из стандартной модели, что, вообще говоря, значительно больше, чем должно быть в случае твердого кристаллического железного ядра. Затем подберем квадратичную параболу, которая проходила бы через эти три точки $k_{p2900} = 6.471 \cdot 10^{11}$, $k_{p5000} = 1.164 \cdot 10^{12}$ и $k_{p6371} = 1.325 \cdot 10^{12}$ Па. Уравнение такой параболы имеет вид

$$k_{\max} = -6.20919 \cdot 10^{11} + 5.48821 \cdot 10^8 z - 38200.8 z^2.$$

При этом она отвечает перечисленным выше требованиям и ограничена сверху предельной кривой.

Минимальные значения для k_s определяются из условий равенства нулю μ на границе ядро–мантия и значений μ во внешнем ядре, отвечающих коэффициенту Пуассона $\sigma = 0.28$, что соответствует твердому кристаллическому состоянию железного ядра. Для минимальных значений k_s в этом случае будем иметь $k_{p2900} = 6.471 \cdot 10^{11}$, $k_{p5197} = 9.113 \cdot 10^{11}$ и $k_{p6371} = 9.543 \cdot 10^{12}$ Па. И уравнение параболы будет иметь вид

$$k_{\min} = -2.06844 \cdot 10^{10} + 2.95534 \cdot 10^8 z - 22366.7 z^2.$$

Оценочные кривые k_{\max} и k_{\min} и соответствующие им распределения плотности и модуля сдвига приведены на рис. 1 и 2.

ОЦЕНКИ ВЯЗКОСТИ ЗЕМНОГО ЯДРА

Будем рассматривать вещество в земном ядре как вязкую жидкость. Для движения частиц под действием вынуждающей силы из уравнения Навье–Стокса можем записать [14]

$$\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} = \frac{\rho}{\eta} \frac{\partial u}{\partial t}, \quad (2)$$

где u – смещение частиц среды; $\dot{u} = \frac{\partial u}{\partial t}$; η – динамическая вязкость; t – время; x – пространственная координата.

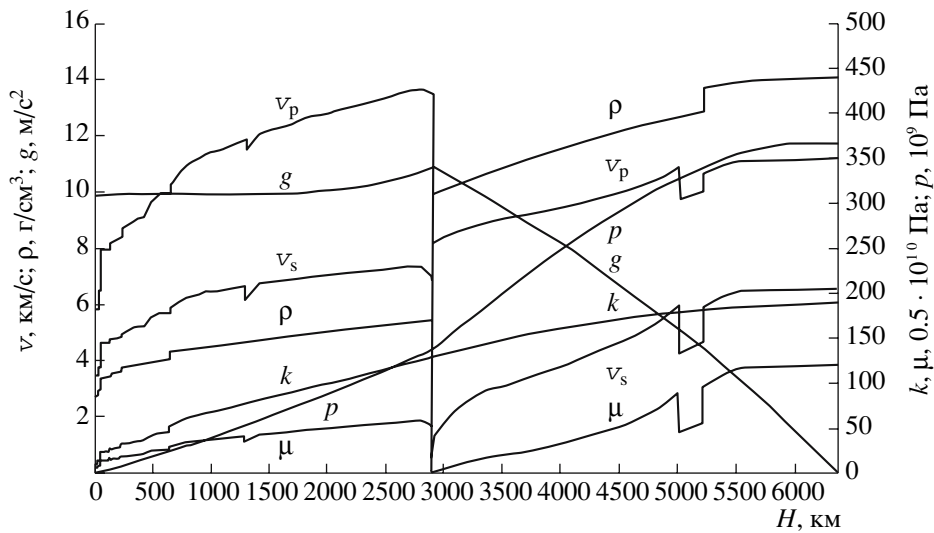


Рис. 1. Распределение минимальных значений k и максимальных значений μ в земном ядре.

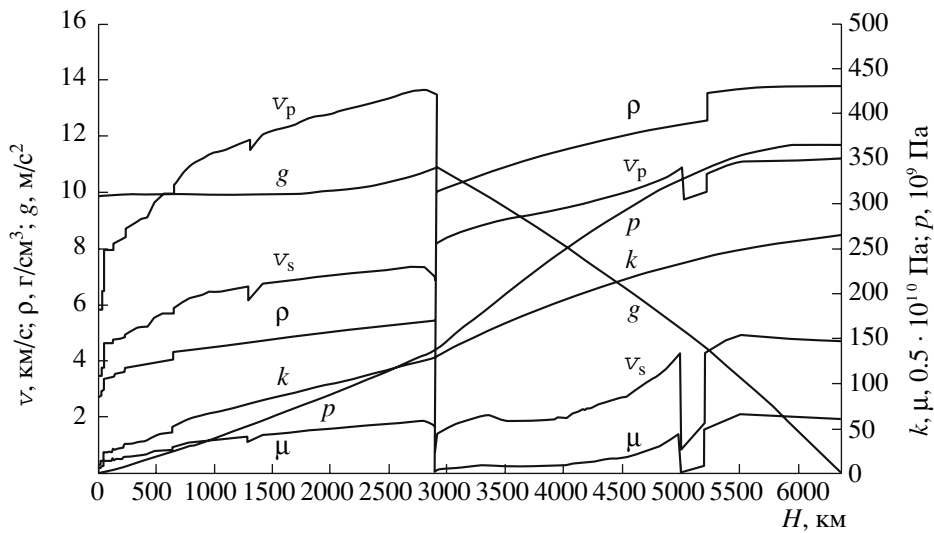


Рис. 2. Распределение максимальных значений k и минимальных значений μ в земном ядре.

Интегрируя уравнение по t , получим

$$\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} = \frac{\rho}{\eta} \frac{\partial u}{\partial t} + \text{const.}$$

Принимая, что в начальный момент $t = 0$ скорость смещения частиц в среде равна нулю, получим $\text{const} = 0$.

Кроме того, имея в виду, что вязкая жидкость для больших частот ведет себя как твердое тело, для поперечных колебаний можем записать волновое уравнение [15]

$$\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} = \frac{\rho}{\mu} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}, \quad (3)$$

справедливое для упругой изотропной среды.

Приравняв правые части уравнений (2) и (3), получим соотношение

$$\frac{\rho}{\mu} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\rho}{\eta} \frac{\partial u}{\partial t}. \quad (4)$$

Интегрируя (4) по t , получим

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\mu}{\eta} u + \text{const.} \quad (5)$$

Считая, что в начальный момент $t = 0$ смещение частиц в среде также равно нулю, получим $\text{const} = 0$. Тогда уравнение (5) можем записать в виде

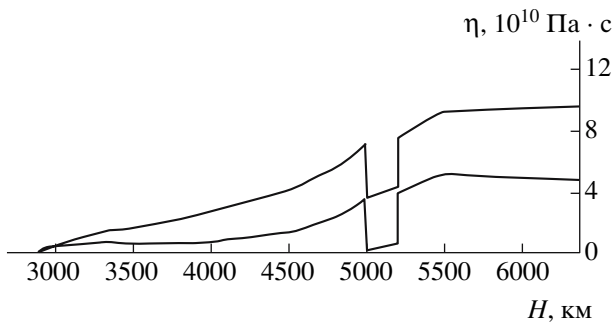


Рис. 3. Распределение максимальных и минимальных значений η в земном ядре.

$$\mu = \eta \frac{\partial \ln u}{\partial t}.$$

Таким образом, модуль сдвига вязкой жидкости равен коэффициенту ее вязкости, умноженному на скорость изменения натурального логарифма от смещения частиц среды.

Рассмотрим гармонические колебания в среде. В этом случае $u = u_0 e^{-i\omega t}$ и соотношение (5) запишется в виде

$$\mu = -i\omega\eta,$$

где ω – круговая частота.

Беря модуль от последнего выражения, получим

$$\mu = \omega\eta.$$

Положив $\tau = \frac{1}{\omega}$, где τ – время релаксации, получим известное соотношение, связывающее коэффициент вязкости и модуль сдвига вязкой жидкости [15]

$$\eta = \tau\mu.$$

Теперь мы можем оценить вязкость в земном ядре. Положив $\omega = 2\pi$ рад/с, что соответствует частоте колебаний сейсмических волн 1 Гц [12], или $\tau = \frac{1}{2\pi}$ с, получим распределения минимальных и максимальных значений η , представленные на рис. 3.

Положим $v = \dot{u}$. Тогда уравнение (2) запишется в виде

$$\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} = \frac{\rho}{\eta} \frac{\partial v}{\partial t}. \quad (6)$$

Решение уравнения (6) дается формулой [14]

$$v = v_0 e^{-x/\delta} e^{i(x/\delta - \omega t)},$$

$$\text{где } \delta = \sqrt{\frac{2\eta}{\rho\omega}}.$$

Таким образом, на расстоянии δ амплитуда сейсмической волны будет убывать в e раз. Кроме того, как для продольных, так и для поперечных волн в верхней части внешнего ядра существует зона тени, связанная со значительным уменьшением скорости во внешнем ядре по сравнению со скоростью в нижней мантии, причем для поперечных волн она может быть значительно больше, чем для продольных сейсмических волн. Поэтому вероятность обнаружить поперечные волны на сейсмограммах весьма мала.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 04-05-64196).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Gans R.S. // J. Geophys. Res. 1972. V. 77. P. 360–366.
2. Poirier J.P. // Geophys. J. 1988. V. 92. P. 99–105.
3. Urakawa S., Terasaki H., Funakoshi K. et al. // Amer. Miner. 2001. V. 86. P. 578–582.
4. Минеев В.Н., Фунтиков А.И. // Физика Земли. 2005. № 7. С. 31–47.
5. Жарков В.Н. // Тр. Ин-та физики Земли АН СССР. 1962. № 20 (187). С. 3–50.
6. Toomre A. // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1974. V. 38. P. 335–338.
7. Smylie D.E., McMillan D.G. // Phys. Earth and Planet. Interiors. 1998. V. 106. P. 1–18.
8. Officer Ch.B. // J. Geophys. 1986. V. 59. P. 89–97.
9. Денисов Г.Г., Новиков В.В. // ДАН. 1998. Т. 362. № 4. С. 484–485.
10. Шалимов С.Л. // Геофиз. исслед. 2005. В. 2. С. 129–132.
11. Бражкин В.В., Ляпин А.Г. // УФН. 2000. Т. 170. № 5. С. 535–551.
12. Бурмин В.Ю. // Физика Земли. 2004. № 6. С. 24–41.
13. Бурмин В.Ю. // Физика Земли. 2006. № 7. С. 76–88.
14. Ландау Л.Д., Лившиц Е.М. Гидродинамика. М.: Наука, 1988. 736 с.
15. Ландау Л.Д., Лившиц Е.М. Теория упругости. М.: Наука, 1965. 204 с.