

В. П. КЕОНДЖЯН, член-корреспондент АН СССР А. С. МОНИН

МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ ПЛАНЕТ ЗЕМНОЙ ГРУППЫ

В работе ⁽¹⁾ мы построили модель радиальной структуры планеты, состоящей из смеси двух твердых веществ — тяжелого ядерного и более легкого мантийного, — уравнения состояния которых задавались формулами

$$P = \frac{2\pi GL^2}{\alpha_k^2} (\rho^2 - \alpha_k^2 \rho_s^2), \quad k=1, 2, \quad (1)$$

где P , ρ — давление и плотность, G — гравитационная постоянная (α_2 произвольно, полагали $\alpha_2=1$).

Такой приближенный способ задания уравнения состояния следует рассматривать как аппроксимацию истинного и, по-видимому, достаточно гладкого в пределах каждого слоя закона $\rho(P)$ на сравнительно узком интервале значений плотности параболой с параметрами L , ρ_s , α_1 , подобранными специальным образом с помощью процедуры, описанной в ⁽¹⁾. При этом смесь веществ с концентрациями C_k имела уравнение состояния вида (1) с параметром $\alpha = [\sum (C_k/\alpha_k)]^{-1}$, и в каждом слое планеты с постоянными концентрациями C_k уравнение гидростатики имело общий интеграл

$$\rho = \frac{1}{\xi} (A \sin \xi + B \cos \xi), \quad \xi = \frac{\alpha r}{L}, \quad (2)$$

а постоянные интегрирования A и B в каждом слое определяли из условий непрерывности давления и ускорения силы тяжести на границах слоев.

Стадию эволюции планеты характеризовали долей x уже отдифференцировавшегося ядерного вещества, образовавшего ядро планеты, и принимали, что остальное ядерное вещество распределено по мантии равномерно, т. е. с постоянной концентрацией $C(1-x)(1-Cx)^{-1}$, где C — средняя концентрация ядерного вещества в планете. Для современной Земли было взято значение $Cx=0,3218$, полученное при использовании сейсмической информации; приняв по О. Г. Сорохтину ⁽²⁾ за ядерное вещество Fe_2O и за его современную концентрацию в мантии его содержание 0,0752 в пиролите Рингвуда, мы получили $C=0,373$ и для современной Земли $x=0,863$. По заданным дополнительно массе M , радиусу r_2 и моменту инерции Земли J и радиусу ее ядра r_1 мы определили параметры $L=4017$ км, $\rho_s=3,42$ г/см³ и $\alpha_1=1,68$ и, пользуясь ими, описали в работе ⁽¹⁾ радиальную структуру Земли на различных стадиях x ее эволюции, $0 \leq x \leq 1$.

Связь эволюционного параметра x со временем эволюции t можно установить, приняв по О. Г. Сорохтину ⁽²⁾, что рост ядра происходит путем выплавки на его поверхности ядерного вещества из мантии (этот процесс, вероятно, создает в ней конвекцию), причем скорость роста массы ядра $sMdx/dt$ пропорциональна поверхности ядра $4\pi r_1^2$ и концентрации ядерного вещества в мантии на этой поверхности, которую мы примем равной $C(1-x)(1-Cx)^{-1}$. Обозначим коэффициент пропорциональности K и определим r_1 из соотношения $\frac{4}{3}\pi r_1^3 \bar{\rho} = CxM$, где $\bar{\rho} = \rho_\infty (1+\delta-\delta x)$ — средняя плотность ядра, которая в работе ⁽¹⁾ получилась слабо (квазилинейно)

убывающей с ростом x . Тогда для $x(t)$ получается уравнение

$$\frac{dx}{dt} = K_0 \left(\frac{x}{1 - \frac{\delta x}{1 + \delta}} \right)^2 \frac{1 - x}{1 - Cx}, \quad K_0 = \frac{4\pi r_\infty^2 K}{(1 + \delta)^{3/2} M}, \quad (3)$$

где r_∞ — предельное значение радиуса ядра (при $x=1$).

В предположении постоянства коэффициента K решение уравнения (3) при малом δ приводится к виду

$$t = \frac{3}{K_0} \left\{ b\eta + (1-b) \left[-\frac{1}{3} \ln \frac{(1+\eta+\eta^2)^{1/2}}{1-\eta} + \frac{1}{\sqrt{3}} \operatorname{arctg} \frac{\eta + \sqrt{3}}{2 + \eta} \right] \right\},$$

$$b = \frac{2\delta}{3(1+\delta)} + C, \quad \eta = x^{-1}. \quad (4)$$

Коэффициент K можно определить по возрасту Земли: для нее $t=4,6 \cdot 10^9$ лет при $x=0,863$. Отсюда мы получили $K=3,341$ г/(см²·год)

(на самом деле K может зависеть от температуры на поверхности ядра, а потому и от времени эволюции; кроме того, концентрация ядерного вещества на поверхности ядра может отличаться от средней концентрации в мантии из-за наличия в ней переходного слоя). Эволюционная кривая $x(t)$ для Земли показана на рис. 1 (кривая 1). Для нее максимум dx/dt достигнут при $t \approx 3,25 \cdot 10^9$ лет, т. е. около $1,35 \cdot 10^9$ лет тому назад (что соответствует Готской тектоно-магма-

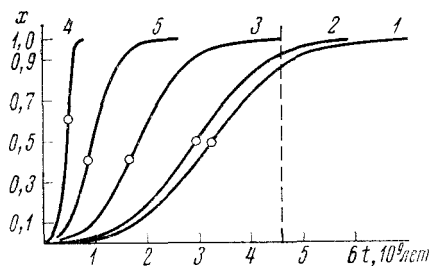


Рис. 1

тической эпохе, разделяющей нижний и средний рифей, во время которой, как полагают, произошло «великое обновление» структурного плана коры и сформировалась система подвижных поясов неогей). По (4) функция $x(t)$ достигает своего предела $x=1$ лишь при $t \rightarrow \infty$; на самом же деле эволюция прекратится, когда создающие конвекцию в мантии архимедовы силы станут слишком слабыми, чтобы преодолевать силы вязкости. Примем условно, что это происходит при $x=0,99$. Отвечающее этому значению время эволюции t_∞ для Земли оказалось равным $6,5 \cdot 10^9$ лет; по этому расчету эволюция Земли, а следовательно, и тектонические процессы на ней будут продолжаться еще $1,9 \cdot 10^9$ лет.

Пользуясь полученными значениями параметров состояния L , ρ_s и α_1 и коэффициента K , по изложенной методике можно рассчитать эволюцию любой состоящей из твердых веществ и достаточно плотной планеты с заданными массой M и концентрацией ядерного вещества C . Мы рассчитали эволюцию Меркурия, Венеры и Марса, подобрав для них концентрации C так, чтобы получить удовлетворительные значения их современных радиусов. Мы не могли по изложенной методике рассчитать эволюцию Луны, так как ее средняя плотность $3,34$ г/см³ меньше минимальной плотности вещества в нашей модели $\rho_s=3,42$ г/см³. Поскольку по сейсмическим данным Луна имеет мощную кору (с гораздо большей относительной массой, чем у Земли), для нее, по-видимому, целесообразно строить модель с тремя составными веществами, добавив к ядерному и мантийному еще наиболее легкое коровое вещество; это можно осуществить с помощью способа, изложенного в работе (1). Вместо этого здесь мы рассчитали эволю-

цию гипотетической планеты с массой Луны и концентрацией железа 13% (полученной для Луны в результате оценки ее средней магнитной восприимчивости по данным о возмущении ею магнитного шлейфа Земли); средняя плотность этой Квазилуны получилась равной 3,68 г/см³. Такая модель позволяет хотя бы качественно судить об эволюции реальной Луны.

Из-за недостатка места мы не приводим здесь полных эволюционных таблиц для всех планет; для Земли такая таблица приведена в (1), а остальные будут опубликованы в другом месте. В прилагаемой табл. 1 приводятся, главным образом, характеристики современной структуры планет: для Земли — при $x=0,863$; для Венеры — при $x=0,920$; для Марса, Меркурия и Квазилуны — при $x \approx 1$. В табл. 1 даны, прежде всего, массы планет (в долях массы Земли M_1), современные астрономические оценки их средних радиусов r_2^* и принятые нами концентрации C ядерного вещества в них (и % Fe, соответствующий C в предположении, что ядерное вещество — это Fe_2O). Радиусы планет r_2 в течение их эволюции слегка убывают (для Земли — на 25 км, Венеры — на 22, Марса — на 3,7, Меркурия — на 2, Квазилуны — на 2,3 км); радиусы ядер r_1 растут приблизительно пропорционально $x^{1/3}$. Плотности в центре планет ρ_c немного возрастают (а давления в центре P_c возрастают быстрее — пропорционально $\rho_c^2 - \alpha_1^2 \rho_s^2$). Плотности на границе ядра изнутри и снаружи ρ_1^+ и ρ_1^- заметно убывают (но скачок плотности $\rho_1^+ - \rho_1^-$ немного растет). Давление на границе ядра P_1 убывает пропорционально $(\rho_1^-)^2 - \rho_s^2$. Моменты инерции J и безразмерные отношения $I = J/Mr_2^2$ немного убывают, тем заметней, чем больше M (для Марса нами получено значение $I=0,3712$, чуть меньше, чем найденное астрономами по движениям Фобоса и Деймоса значение 0,375).

Освобождаемая за время эволюции гравитационная энергия Π , естественно, нарастает (как показали расчеты, для Земли и Венеры Π приблизительно пропорционально x , для остальных планет Π возрастает с некоторым замедлением к концу эволюции). Отметим, что величина Π резко убывает с уменьшением размеров планеты: по сравнению с Землей для Венеры Π лишь на четверть меньше, для Марса — меньше в 100 раз, для Меркурия — в 210 раз, для Квазилуны — в $8 \cdot 10^3$ раз. Поэтому ясно, что в тепловом балансе небольших планет должна резко возрастать относительная роль радиогенных источников тепла, суммарная мощность которых приблизительно пропорциональна массе планеты.

Рассчитанные по формуле (4) эволюционные кривые $x(t)$ для всех пяти планет показаны на рис. 1 (цифры при кривых суть номера планет в табл. 1). Значения коэффициента K_0 в (4), указанные в таблице и приблизительно пропорциональ-

Таблица 1

№	Планета	M/M_1	r_2^* , км	C	Fe, %	r_2 , км	r_1 , км	ρ_c , г/см ³	ρ_1^+ , г/см ³	ρ_1^- , г/см ³	P_c , Мбар	J , 10 ⁴⁴ г·см ²	J/Mr_2^2	Π , 10 ³⁸ эрг	K_0 , (10 ⁹ лет) ⁻¹	$t_{\text{м.}}$, 10 ⁹ лет	t_{∞} , 10 ⁹ лет
1	Земля	1	6371	0,375	32,6	6371	3451	13,86	9,52	5,84	1,38	8,029	0,3308	4,610	0,891	3,25	6,46
2	Венера	0,815	6050±5	0,358	31,3	6051	3342	12,54	8,83	5,35	1,08	5,950	0,3337	1,454	0,994	2,94	5,93
3	Марс	0,10766	3394±2	0,183	16	3393,4	1615	6,99	6,47	3,85	0,209	0,274	0,3742	0,0167	1,689	1,65	4,03
4	Меркурий	0,0543	2439±2	0,792	69,3	2438,8	2144	6,76	5,89	3,50	0,038	0,0703	0,3639	0,00748	5,748	0,47	0,66
5	Квазилуна	0,0123	1738	0,149	13	1680	759	6,02	5,91	3,52	0,046	0,0079	0,3778	0,000228	3,283	0,86	2,13

ные r_{∞}^2/M , определяют масштабы времени для кривых $x(t)$ различных планет, т. е. темпы гравитационной дифференциации их недр: эти темпы тем выше, и, следовательно, в фиксированный момент времени планета с этой точки зрения эволюционно тем старше, чем больше для нее значение K_0 . В табл. 1 приводятся также полные времена эволюции t_{∞} (соответствующее значению $x=0,99$) и времена t_m максимумов dx/dt , т. е. эпох наибольшей интенсивности тектонических процессов на разных планетах (эти эпохи отмечены на кривых рис. 1 точками). Из табл. 1 и рис. 1 видно, что быстрее всех эволюционировал Меркурий, за ним идут Квазилуна и Марс, гравитационная дифференциация недр которого по этому расчету закончилась более 1 миллиарда лет тому назад, а затем уже Венера (современный эволюционный возраст $x=0,920$) и Земля ($x=0,863$).

Институт океанологии им. П. П. Ширшова
Академии наук СССР
Москва

Поступило
18 III 1975

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

¹ В. П. Кеонджян, А. С. Монин, ДАН, т. 220, № 4 (1975). ² О. Г. Сорохтин, Глобальная эволюция Земли, «Наука», 1974.