Форма ячеек в плане определяется функцией ψ, являющейся решением уравнения Гельмгольца. В случае

$$(2.8)\quad \psi = \frac{1}{3}\left(2\cos\frac{2\pi}{l\sqrt{3}}x_1\cos\frac{2\pi}{3l}x_2 + \cos\frac{4\pi}{3l}x_2\right), \qquad k = \frac{4\pi}{3l},$$

реализуются гексагональные ячейки [12].

На рис. 1 в соответствии с формулами (2.5), (2.7) и (2.8) построена гексагональная ячейка и точками условно отмечены области, в которых происходит ускорение процесса пластического деформирования. При $(p - q) > 0$ и $\mu < \sqrt{3}/2$ распределение областей по толщине показано на рис. 1*а*, а при $(p - q) < 0$ – на рис. 1*б*.

Выполненный анализ позволяет провести аналогию между локализацией пластической деформации и конвективной неустойчивостью неравномерно нагретой жидкости [12]. Структуры, подобные тем, которые возникают при зарождении гексагональных ячеек, широко распространены в земной коре. К ним можно отнести призматические отдельности в лавовых покровах, трещины усыхания, структуры будинаж. С появлением ячеек может быть связан процесс подготовки землетрясений.

Автор весьма признателен В.Н. Николаевскому за полезное обсуждение постановки задачи. Автор благодарит Ж.С. Ержанова за постоянную поддержку и внимание к работе.

Институт сейсмологии
Академии наук КазССР, Алма-Ата

Поступило
10 XII 1981

ЛИТЕРАТУРА

1. *Белоусов В.В.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1971, 277 с. 2. *Biot M.A.* Mechanics of incremental deformations. Wiley, 1965, 497 p. 3. *Platt J.P., Vissers P.L.M.* – J. Struct. Geol., 1980, vol. 2, № 4, p. 397–410. 4. *Rudnicki J.W., Rice J.R.* – J. Mech. and Phys. Solids, 1975, vol. 23, № 6, p. 371–394. 5. *Никитин Л.В., Рыжак Е.И.* – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 5, с. 22–37. 6. *Райс Дж.Р.* Теоретическая и прикладная механика. М.: Мир, 1979, с. 439–471. 7. *Николаевский В.Н.* – ПММ, 1971, т. 35, № 6, с. 1070–2081. 8. *Клюшников В.Д.* Устойчивость упругопластических систем. М.: Наука, 1980, 240 с. 9. *Лейбензон Л.С.* Собр. тр. М.: Изд-во АН СССР. 1951, т. 1, с. 50–85. 10. *Ишлинский А.Ю.* – ПММ, 1943, т. 7, № 2, с. 109–130. 11. *Ильюшин А.А.* – Уч. зап. МГУ, 1940, вып. 39. 12. *Chandrasekhar S.* Hydrodynamic and hydromagnetic stability. Oxford: Claredon Press, 1961, 652 p.

УДК 550.3

ГЕОФИЗИКА

Член-корреспондент АН СССР А.С. МОНИН, О.Г. СОРОХТИН

ТЕПЛОВАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ ПРИ ОБЪЕМНОМ МЕХАНИЗМЕ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ЕЕ НЕДР

Крупномасштабные горизонтальные перемещения литосферных плит, надежно установленные по современным геолого-геофизическим данным, убедительно свидетельствуют о существовании в мантии Земли конвективных течений [1, 2]. По-видимому, в мантии развивается не тепловая, как это иногда еще принимается [3], а концентрационная конвекция, вызываемая процессом химико-плотностной дифференциации земных недр и образованием в центре Земли плотного ядра, всего вероятнее, окисно-железного состава [1, 2, 4, 5]. Моделирование на ЭВМ концентрационной

конвекции в мантии с переменной вязкостью и плотностью, зависящей от давления, показало, что конвективные течения могут пронизывать как верхнюю, так и нижнюю мантию, полностью перемешивая вещество этих геосфер [4, 6].

Очевидно, скорость конвективных течений должна превышать скорость движения литосферных плит и достигать нескольких единиц на 10^{-7} см/с. В этом случае конвективный вынос тепла из глубинных недр Земли значительно превышает кондуктивный теплоперенос, обусловленный конечной теплопроводностью земного вещества. Поэтому под литосферными плитами в мантии устанавливается распределение температуры, близкое к адиабатическому (с температурой на поверхности ядра около 2650 К, в центре Земли около 3660 К). Существование конвективного перемешивания мантийного вещества косвенно проверено по экспериментальным данным ударного сжатия силикатов. В работах [1, 8] показано, что реальное распределение плотности в мантии, определенное по сейсмическим данным, лучше всего соответствует тому случаю, когда состав верхней и нижней мантии одинаковый (соответствует океанским лерцолитам), а распределение температуры адиабатическое.

Зная теперь распределение с глубиной температуры T, плотности ρ и теплоемкости C_p, можно оценить современный теплозапас Земли. Принимая распределения T и ρ, приведенные в книге [1], и C_p по [9], легко найти, что тепловая энергия современной Земли примерно равна $Q_1 = 1{,}3 \cdot 10^{38}$ эрг (здесь и далее индекс "1" отмечает современный момент времени).

По геологическим данным нам известно, что начиная со среднего архея из мантии выплавлялись толеитовые базальты примерно таких же типов, что и современные [10]. Учитывая теперь сравнительно узкий температурный диапазон выплавки однотипных базальтов (около 100°С по [11]), можно заключить, что начиная со среднего архея (примерно с возрастов 3,2–3,0 млрд. лет) и до наших дней температура мантии существенно не менялась, а сама Земля в это время находилась в примерном тепловом равновесии $\dot{Q} \approx 0$.

Уравнение энергетического баланса Земли можно записать в виде

$$(1) \qquad \dot{Q} = \mathfrak{E}_G + \mathfrak{E}_R + \mathfrak{E}_D - \mathfrak{E}_F,$$

где $\mathfrak{E}_G$ – скорость тепловыделения за счет гравитационной дифференциации Земли; $\mathfrak{E}_R$ – скорость выделения радиогенной энергии; $\mathfrak{E}_D$ – скорость диссипации энергии приливов; $\mathfrak{E}_F$ – скорость теплопотерь за счет излучения в космос геотермического потока тепла. По нашим оценкам, приведенным в [1], имеем $\mathfrak{E}_{R1} \approx 1{,}1 \cdot 10^{20}$ эрг/с, $\mathfrak{E}_{D1} \approx 0{,}1 \cdot 10^{20}$ эрг/с (часть приливной энергии, диссипируемой в твердой Земле) и $\mathfrak{E}_{F1} \approx 4{,}2 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Тогда из условия теплового равновесия $\dot{Q}_1 \approx 0$ получается $\mathfrak{E}_{G1} \approx \mathfrak{E}_{F1} - \mathfrak{E}_{R1} - \mathfrak{E}_{D1} \approx 3{,}0 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Следовательно, процесс гравитационной дифференциации является наиболее мощным источником тепловой энергии в современной Земле и пренебрегать им, как это, например, сделано в работе [3], нельзя.

Из условия $\dot{Q} \approx 0$ также можно записать $\mathfrak{E}_F - \mathfrak{E}_G \approx \mathfrak{E}_R + \mathfrak{E}_D$. Слагаемые, стоящие в правой части этого соотношения, являются монотонными функциями времени. Следовательно, колебания величин $\mathfrak{E}_G$ и $\mathfrak{E}_F$, связанные с чередованием тектоно-магматических эпох в течение большей части геологической истории Земли, происходили синхронно, что объясняется исключительно высокой эффективностью конвективного теплопереноса в мантии.

Для молодой Земли условие теплового равновесия, по-видимому, не соблюдалось, и в общем случае $\dot{Q}_0 \neq 0$ (индексом "0" отмечается первичная Земля). Более того, из современной и наболее вероятной модели образования Земли за счет аккреции холодного газо-пылевого облака, разработанной В.С. Сафроновым [12], следует, что $Q_0 < Q_1$. Так, по температурной кривой, приведенной в [12],

$Q_0 \approx 0{,}79 \cdot 10^{38}$ эрг, по распределению температуры из более поздней работы В.С. Сафронова [13] $Q_0 \approx 0{,}98 \cdot 10^{38}$ эрг, однако в обоих случаях $Q_0 < Q_1$.

Для изучения теплового баланса молодой Земли необходимо учитывать особенности процесса выделения земного ядра на самых ранних этапах существования планеты. В нашей работе [14] обоснован объемный механизм выделения земного ядра за счет возникающей при высоких давлениях диффузии окислов железа из кристаллов силикатов в межгранулярные пространства. В другой работе [15] нами показано, что в этом случае образование земного ядра должно было начинаться с выделения его зародыша, тогда как дальнейшая эволюция Земли определяется уравнениями

$$(2) \qquad \dot{x} = \left(\frac{c_0 - c_0 x}{1 - c_0 x} - c^* \right) \frac{x}{\tau},$$

$$(3) \qquad \frac{t - t_e}{\tau} = \frac{1}{1 - c^*} \left[\ln \frac{a - x}{a - x_e} - \frac{1}{a c_0} \ln \frac{x_e (a - x)}{x (a - x_e)} \right],$$

где $x(t)$ – доля "ядерного" вещества в Земле, отдифференцировавшаяся и перешедшая в ядро к моменту времени t (ее современное значение равно $x_1 = 0{,}863$); $c_0 = 0{,}37$ – концентрация "ядерного" вещества в Земле; $c^* \approx 0{,}027$ – насыщающая концентрация "ядерного" вещества в твердом растворе силикатов у поверхности ядра; $a = c_0 (c_0 - c^*)/(1 - c^*) = 0{,}953$; x_e – доля "ядерного" вещества, выделившаяся в зародыш ядра; t_e – время выделения зародыша ядра; τ – параметр с размерностью времени; уравнение (3) есть интеграл уравнения (2).

Найденное выше значение $\mathcal{E}_{G1} \approx 3 \cdot 10^{20}$ эрг/с теперь можно использовать для определения параметров τ и x_e в уравнениях (2) и (3). Интеграл от $\mathcal{E}_G$ по t за все время существования Земли равен $E_{G1} = 1{,}23 \cdot 10^{38}$ эрг [1], но $E_G \sim x$, а $\mathcal{E}_G \sim \dot{x}$, поэтому $\dot{x}_1 = 2{,}1 \cdot 10^{-18}$ с$^{-1}$ $= 0{,}66 \cdot 10^{-11}$ лет$^{-1}$. Тогда из (2) при $x = x_1$ находим $\tau = 620$ млн. лет. Учитывая, что первые осадочные породы, имеющие явно водное происхождение, появились около $3{,}8 \cdot 10^9$ лет тому назад, а первая дегазировавшаяся из мантии вода должна была уходить в грунт, не образуя еще водных бассейнов, примем возраст выделения зародыша ядра примерно равным $t_e \approx 4 \cdot 10^9$ лет. Тогда из (3) при $t = t_1$ получается, что $x_e = 0{,}333$.

До выделения зародыша ядра глобальная конвекция в мантии должна была отсутствовать. Поэтому вынос тепла после окончания бомбардировки поверхности Земли метеоритным веществом мог происходить только за счет кондуктивной составляющей теплового потока и в среднем за время порядка 10^9 лет примерно равнялся $1 \cdot 10^{20}$ эрг/с [1]. Генерация же тепла в недрах молодой Земли, напротив, была очень значительной. Так, в момент образования Земли скорость выделения радиогенной энергии достигала $\mathcal{E}_{R0} \approx 6{,}6 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Для оценки величины $\mathcal{E}_{D0}$ необходимо учесть, что высота приливов обратно пропорциональна кубу расстояния L до Луны, а скорость диссипации приливной энергии пропорциональна квадрату высоты приливов. Принимая за верхний предел начального расстояния до Луны половину ее современного расстояния до Земли ($L_0 \leqslant 0{,}5 L_1$), получаем $\mathcal{E}_{D0} \geqslant 2^6 \, \tilde{\mathcal{E}}_{D1}$, где $\tilde{\mathcal{E}}_{D1} = 0{,}276 \cdot 10^{20}$ эрг/с – полная современная скорость диссипации приливной энергии в океанах и твердой Земле по оценке Г. Макдональда [7]. Отсюда $\mathcal{E}_{D0} \geqslant 18 \cdot 10^{20}$ эрг/с, так что в течение небольшого начального промежутка времени этот теплоисточник был самым большим внутри Земли. В результате первичная Земля в течение всего "догеологического" времени разогревалась с довольно большой скоростью $\dot{Q} \approx \mathcal{E}_{D0} + \mathcal{E}_{R0} - \mathcal{E}_{F0} > 0$.

Рассмотрим теперь момент выделения зародыша ядра около $4 \cdot 10^9$ лет тому назад, отмечая соответствующие значения параметров индексом "e". По оценкам современных масс радиоактивных элементов в Земле $^{40}K_1 = 1{,}13 \cdot 10^{20}$ г, $^{238}U_1 =$

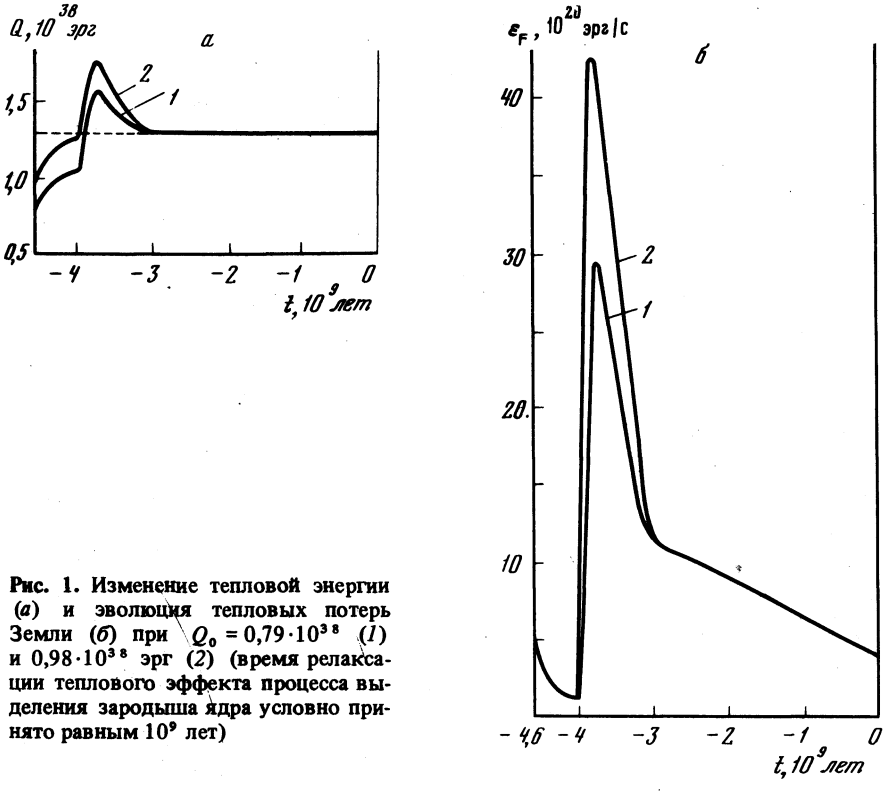

Рис. 1. Изменение тепловой энергии (*а*) и эволюция тепловых потерь Земли (*б*) при $Q_0 = 0{,}79 \cdot 10^{38}$ (*1*) и $0{,}98 \cdot 10^{38}$ эрг (*2*) (время релаксации теплового эффекта процесса выделения зародыша ядра условно принято равным 10^9 лет)

$= 0{,}411 \cdot 10^{20}$ г, $^{235}U_1 = 0{,}003 \cdot 10^{20}$ г, и $^{232}Th_1 = 1{,}5 \cdot 10^{20}$ г [1], легко определить, что за первые $6 \cdot 10^8$ лет в Земле должно было выделиться $E_{Re} = 0{,}105 \cdot 10^{38}$ эрг радиогенной энергии. За это же время выделилось около $E_{De} \approx 0{,}2 \cdot 10^{38}$ эрг приливной энергии и было потеряно с излучением примерно $E_{Fe} \approx 0{,}02 \cdot 10^{38}$ эрг тепла. В результате по первой оценке начального запаса тепла $Q_0 \approx 0{,}79 \cdot 10^{38}$ эрг общий теплозапас Земли к началу процесса выделения зародыша ядра возрос до значения $Q_{e-0} \approx 1{,}08 \cdot 10^{38}$ эрг, а по второй оценке $Q_0 \approx 0{,}98 \cdot 10^{38}$ эрг – до $Q_{e-0} \approx$ $\approx 1{,}27 \cdot 10^{38}$ эрг, что уже близко к современному значению $Q_1 = 1{,}3 \cdot 10^{38}$ эрг. (см. рис. 1*а*).

В первичном веществе Земли содержалось достаточно много железа и его окислов – до 37% в пересчете на "ядерное" вещество [1]. Поэтому можно ожидать, что еще до начала выделения зародыша ядра под влиянием высоких давлений часть окислов железа успела диффундировать из силикатов мантии в межгранулярные пространства [14]. Повышение температуры в Земле, в конце концов, привело к плавлению этих окислов железа и появлению где-то на средних уровнях мантии (по-видимому, на глубинах около 1000–1500 км) двухфазного астеносферополобного слоя. Большая разность плотности жидкой и твердой фаз ($\Delta\rho \approx 4{,}5$ г/см^3) делает такой слой неустойчивым в гравитационном поле Земли. В результате этого в мантии должен был развиться лавинообразный процесс образования зародыша ядра. При этом за сравнительно короткое время должно было выделиться $E_{Ge} = E_{G1} x_e / x_1 \approx 0{,}48 \cdot 10^{38}$ эрг тепловой энергии. С этой добавкой теплозапас Земли на рубеже догеологического времени и архея (катархея) быстро возрос до наивысшего значения: по минимальной оценке до $1{,}56 \cdot 10^{38}$ эрг, а по максимальной до $1{,}76 \cdot 10^{38}$ эрг. В обоих вариантах мантия оказалась перегретой с подъемом

температуры в первом случае на 20% и во втором на 35%. Такой перегрев мантии, безусловно, должен был привести к резкому возрастанию тепловых потоков в раннем архее (см. рис. 1*б*) и выплавлению в это время из мантии тугоплавких ультраосновных магм, породивших собой коматииты Южной Африки и других древних щитов Земли. Одновременно должна была резко возрасти и тектоническая активность Земли.

Интегрируя по времени уравнение (1), получим

$$(4) \quad Q_1 - Q_0 = E_{G1} + E_{R1} + E_{D1} - E_{F1},$$

где левая часть по первой оценке равна $0{,}51 \cdot 10^{38}$ эрг, а по второй – $0{,}32 \cdot 10^{38}$ эрг. В правой части $E_{G1} = 1{,}23 \cdot 10^{38}$ эрг и $E_{R1} = 0{,}41 \cdot 10^{38}$ эрг [1]. Вклад приливной энергии оценивается по формуле

$$(5) \quad E_{D1} = \tfrac{1}{2} I(\omega_0^2 - \omega_1^2) - \tfrac{1}{2} G M_G M_L (L_0^{-1} - L_1^{-1}),$$

где I и ω – момент инерции и угловая скорость вращения Земли; G – гравитационная постоянная; M_G и M_L – массы Земли и Луны. В уравнении (5) первое слагаемое – потеря кинетической энергии вращения Земли, а второе – прирост орбитальной энергии Луны. Приняв, например, что вначале Луна была на расстоянии 20 земных радиусов от Земли, а Земля вращалась с периодом около 6 ч, получим для первого слагаемого значение $0{,}32 \cdot 10^{38}$ эрг и для второго $7{,}6 \cdot 10^{35}$ эрг, тогда $E_{D1} \approx 0{,}31 \cdot 10^{38}$ эрг. В этом случае по первой оценке начального теплозапаса из (4) получается $E_{F1} \approx 1{,}44 \cdot 10^{38}$ эрг, по второй оценке $E_{F1} \approx 1{,}63 \cdot 10^{38}$ эрг. Большая часть этой энергии была потеряна после выделения зародыша ядра, т.е. за последние $4 \cdot 10^9$ лет, поэтому средняя скорость тепловыделения за время геологической истории Земли превышала ее современный уровень в 2,7–3 раза (см. рис. 1*б*). Даже если мы вообще пренебрежем диссипацией приливной энергии (чего в общем случае делать не следует), то и тогда средний уровень тепловых потерь Земли в 2–2,5 раза превышает ее современное тепловое излучение. Таким образом, в настоящее время тектоническая активность Земли существенно понижена.

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

Поступило
22 III 1982

ЛИТЕРАТУРА

1. **Геофизика океана.** М.: Наука, 1979, т. 2. 2. *Монин А.С.* История Земли. Л.: Наука, 1977. 3. *Жарков В.Н.* – ДАН, 1981, т. 261, № 2. 4. *Кеонджян В.П., Монин А.С.* – ДАН, 1975, т. 220, № 4. 5. *Сорохтин О.Г.* – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 7. 6. *Кеонджян В.П.* – Там же, 1980, т. 8. 7. *MacDonald G.J.F.* – Rev. Geophys., 1964, vol. 2, № 3. 8. *Наймарк Л.М., Сорохтин О.Г.* – В кн.: Тектоника литосферных плит. М., 1977. 9. *Жарков В.Н., Трубицын В.П., Самсоненко П.В.* Физика Земли и планет. М.: Наука, 1971. 10. *Гликсон А.* – В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. 11. *Йодер Г.С., Тилли К.Э.* Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 12. *Сафронов В.С.* Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969. 13. *Сафронов В.С.* – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1982, № 6. 14. *Монин А.С., Сорохтин О.Г.* – ДАН, 1981, т. 259, № 5. 15. *Монин А.С., Сорохтин О.Г.* – ДАН, 1982, т. 263, № 3.