

О. Г. СОРОХТИН

ЗАВИСИМОСТЬ ТОПОГРАФИИ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ ОТ СКОРОСТИ РАЗДВИЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

(Представлено академиком М. А. Садовским 22 IX 1972)

Согласно концепции новой глобальной тектоники, литосферные плиты образуются в рифтовых зонах Земли, расположенных на гребнях срединно-океанических хребтов. Обычно считают, что эти структуры приурочены к зонам подъема мантийного вещества, растекающегося по астеносфере в стороны от оси восходящего потока (¹⁻⁶). Возникающие благодаря такому растеканию расходящиеся астеносферные течения приводят к разрывам литосферы и к раздвижению литосферных плит в стороны от рифтовых зон (^{7, 8}). В образовавшиеся расколы литосферы под влиянием сил изостатической компенсации внедряется вещество астеносферы. После охлаждения и кристаллизации этого вещества разошедшиеся ранее плиты парализуются со стороны рифтовой зоны вновь образованными участками литосферы (⁹).

В работах (¹⁰⁻¹³) делается предположение, что региональные формы рельефа срединно-океанических хребтов в основном формируются за счет температурного сжатия охлаждающихся в процессе раздвижения литосферных плит и в меньшей мере за счет фазовых перестроек в веществе литосферы. При этом мощность литосферы под всем океаном, включая и рифтовые зоны Земли, принимается постоянной и примерно равной 75—100 км. Хотя последнее предположение с физической точки зрения обосновано и недостаточно полно, его использование в этих работах позволило получить качественное совпадение теоретических расчетов с эмпирическими данными (однако авторам (^{10, 12}) пришлось использовать неправдоподобно низкие значения коэффициента теплопроводности $\approx 0,75 \cdot 10^{-3}$ кал/(см·сек·град)).

Рассмотрим теперь несколько иную модель, по нашему мнению лучше соответствующую наиболее вероятному механизму образования литосферных плит. В этой модели состав верхней мантии можно принять, по А. Э. Рингвуду, в виде смеси трех частей альпинотипного перидотита (с 20% ромбического пироксена) и одной части гавайского базальта (¹⁴). Поскольку вязкость астеносферы ($\eta_a \approx 10^{20}$ пуаз) на 3—4 порядка ниже вязкости литосферы ($\eta_L \approx 10^{23}-10^{24}$ пуаз) (¹⁵), то можно с большой долей уверенности считать, что вещество астеносферы (пиролит) находится в состоянии частичного плавления, при котором перидотит еще образует жесткий каркас породы, а базальт, занимающий межгранулярное пространство, уже расплавлен. В литосфере пиролит полностью раскристаллизован. В этом случае толщина литосферы определится глубиной охлаждения и кристаллизации пиролита и, следовательно, будет зависеть от времени экспозиции вещества мантии на поверхности Земли. Таким образом, в рассматриваемой модели мощность литосферы под срединно-океаническими хребтами уже не является постоянной, а закономерно увеличивается по мере удаления от рифтовых зон.

Кристаллизация силикатов сопровождается возрастанием плотности, поэтому с увеличением мощности литосферы уровень ее поверхности должен понижаться. Следовательно, в рассматриваемой модели формирование рельефа срединно-океанических хребтов при раздвижении литосфер-

ных плит в стороны от рифтовых зон в основном определяется увеличением их мощности, а не охлаждением, как в предыдущей модели. Более того, из решения уравнения теплопроводности следует, что средняя температура океанических литосферных плит везде примерно постоянна.

Из геометрии процесса образования литосферных плит следует, что средний перепад уровней поверхностного рельефа срединно-океанического хребта между его гребнем и любой точкой склона определяется формулой

$$\Delta h = H_L \Delta \rho / (\rho_a - \rho_w), \quad (1)$$

где H_L — мощность литосферы в рассматриваемой точке; ρ_a — плотность астеносферы, или, что то же, плотность частично расплавленного пиролита; $\Delta \rho$ — приращение плотности при кристаллизации пиролита и его охлаждении до средней температуры литосферы; ρ_w — плотность воды океана.

Поскольку образование литосферы естественнее всего связать с кристаллизацией базальтовой жидкости, занимающей межгранулярное пространство в пиролите верхней мантии, то мощность литосферы легко определится из решения уравнения теплопроводности

$$T_s = T_a \operatorname{erf} \frac{H_L}{2 \sqrt{at}}, \quad (2)$$

где T_s — температура солидуса базальта; T_a — температура астеносферы; a — коэффициент температуропроводности; t — время, прошедшее с момента начала образования литосферной плиты в рифтовой зоне.

Максимальные температуры базальтовых лав (¹⁶, ¹⁷) в вулканах рифтовых зон и океанических кратонов, как правило, близки к температуре ликвидуса толентовых базальтов T_l , поэтому можно предположить, что $T_a \approx T_l$. Кроме того, в первом приближении будем считать, что на уровне подошвы литосферных плит отношение T_s / T_l слабо зависит от давления. В этом случае можно воспользоваться значениями температур солидуса и ликвидуса базальтов, определенными при нормальном давлении. Согласно (¹⁷), для гавайских оливиновых толентов $T_s = 1060^\circ \text{C}$ и $T_l = 1235^\circ \text{C}$, откуда находим

$$H_L = 2,08 \sqrt{at}.$$

Коэффициент температуропроводности легко определяется по известной формуле $a = \lambda / (c_p \rho_L)$, где λ — коэффициент теплопроводности; c_p — удельная теплоемкость, ρ_L — плотность литосферы. Удельная теплоемкость литосферы для принятого состава пиролита при средней температуре литосферы $T_L = 730^\circ \text{C}$, рассчитанная по формулам, приведенным в справочнике (¹⁸), равна $\bar{c}_p = 0,28 \text{ кал}/(\text{г} \cdot \text{град})$. Экстраполяцией значений коэффициентов теплопроводности габбро и дунита, приведенных в (¹⁹, ²⁰) к средней температуре литосферы, было найдено $\bar{\lambda}_L = 5,0 \cdot 10^{-3} \text{ кал}/(\text{см} \cdot \text{сек} \cdot \text{град})$. Плотность верхней мантии можно принять равной $\rho_L = 3,3 \text{ г}/\text{см}^3$, следовательно, средний коэффициент температуропроводности литосферы равен $\bar{a}_L = 5,41 \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{сек}$. При кристаллизации базальта (диабазы) его плотность увеличивается примерно на 8,6% (¹⁶). Учитывая эту величину, среднюю температуру литосферы и принимая, согласно (¹³), коэффициент объемного расширения пород литосферы равным $\alpha = 3,0 \cdot 10^{-5} \text{ град}^{-1}$, находим $\rho_L = 3,3 \text{ г}/\text{см}^3$, $\rho_a = 3,21 \text{ г}/\text{см}^3$ и $\Delta \rho = 0,09 \text{ г}/\text{см}^3$.

Подставляя теперь все найденные параметры в (1), получим очень простую зависимость, связывающую среднюю глубину океана над срединно-океаническим хребтом с возрастом t литосферной плиты:

$$h = h_0 + \Delta h = h_0 + 0,00622 \sqrt{t}, \quad (3)$$

где h_0 — средняя глубина океана над гребнем срединно-океанического хребта (обычно $h_0 \approx 2,5 \cdot 10^3 \text{ см} = 2500 \text{ м}$).

Учитывая, что $t = x/u$, где x — расстояние от гребня хребта (в поперечном направлении), u — скорость движения литосферной плиты, фор-

муду (3) можно переписать в более удобном для расчетов виде

$$h = h_0 + 0,11\sqrt{x/u}; \quad (4)$$

здесь уже h , h_0 и x выражены в километрах, а u — в см/год.

Зависимостями (3) и (4), по-видимому, можно аппроксимировать только рельеф молодых океанических плит, возраст которых не превышает времени развития одного тектоического цикла. Для бóльших времен уже

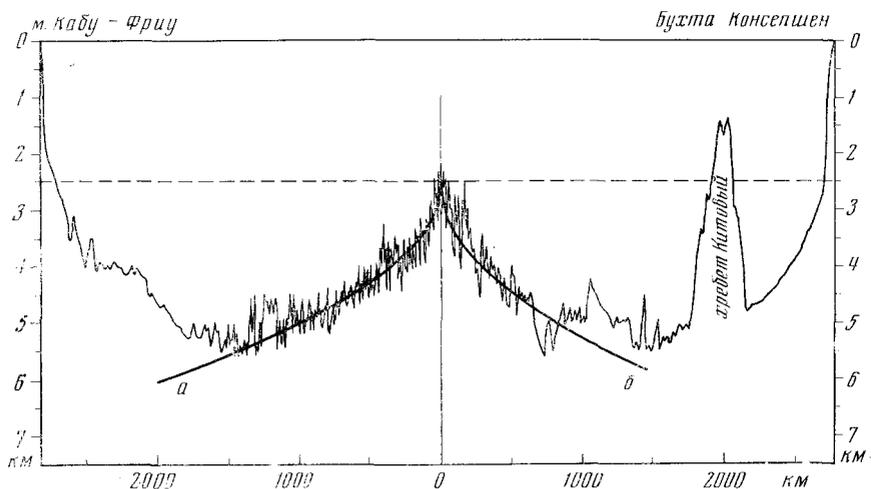


Рис. 1. Аппроксимация рельефа Срединно-Атлантического хребта кривой, рассчитанной по зависимости (4): $a - u = 1,9$ см/год, $u_m = 1,84$ см/год; $b - u = 1,6$ см/год, $u_m = 1,8$ см/год; u_m — по данным (23)

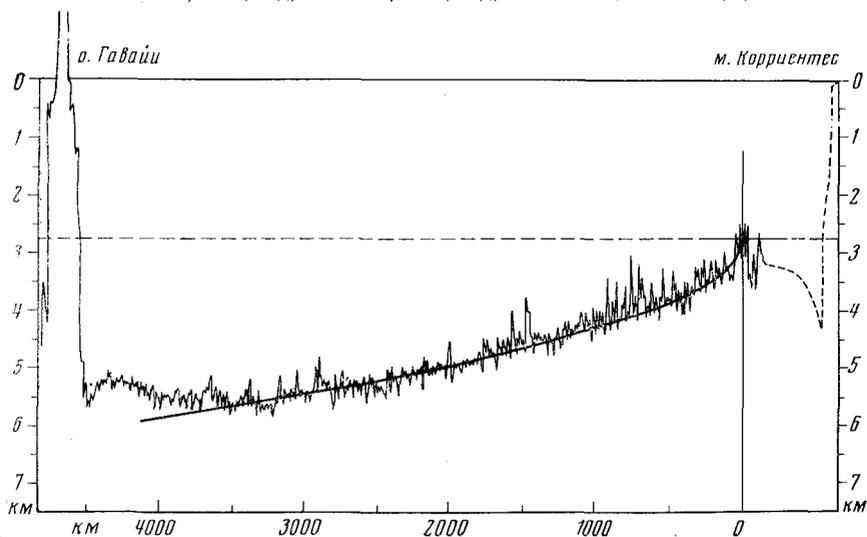


Рис. 2. Аппроксимация рельефа Восточно-Тихоокеанского поднятия. $u = 5$ см/год, $u_m = 5,2$ см/год

необходимо учитывать влияние астеносферных течений на режим охлаждения и кристаллизации литосферных плит. При этом обязательно должна существовать предельная мощность литосферной плиты, отвечающая стационарному режиму передачи тепла на дневную поверхность от движущейся и постоянно обновляемой (а поэтому и нагретой до постоянной температуры) астеносферы.

На рис. 1 и 2 сопоставляются теоретические кривые, рассчитанные по формуле (4), с профилями дна срединно-океанических хребтов, располо-

женных соответственно в южной части Атлантического океана и в восточном секторе Тихого океана (отмеченные профили дна приведены на врезках карт (²¹, ²²)). Для Срединно-Атлантического хребта наилучшее совмещение теоретических кривых с рельефом получено при значениях параметра $u = 1,9$ см/год (по западному склону) и $u = 1,6$ см/год (по восточному склону хребта). Наилучшей аппроксимации рельефа Восточно-Тихоокеанского поднятия соответствует кривая, характеризующаяся параметром $u = 5,0$ см/год.

Интересно отметить, судя по карте возрастов дна океана, составленной Э. Буллардом (²³) на основании анализа магнитных аномалий, скорости раздвижения литосферных плит для этих же профилей равны $u_m = 1,86$ см/год, $u_m = 1,8$ см/год соответственно на западном и восточном склонах Срединно-Атлантического хребта и $u_m = 5,2$ см/год на Восточно-Тихоокеанском поднятии. Исключительно близкое совпадение значений скорости раздвижения литосферных плит, определенных совершенно независимыми способами, нельзя считать случайным. Скорее всего такое совпадение свидетельствует в пользу реальности исходных положений, заложенных в основу обоих способов. Однако геоморфологический способ обладает определенным преимуществом перед магнитным, так как позволяет определять возраст литосферных плит и в экваториальных районах, для которых магнитный способ мало эффективен или даже вовсе неприемлем (¹²).

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

Поступило
6 IX 1972

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ H. H. Hess, History of Ocean Basins, In Petrologic Studies. A Volume to Honour A. F. Buddington, Geol. Soc. Am., 1962. ² X. Хесс, В сборн. Геология и Геофизика морского дна, М., 1969. ³ R. S. Dietz, Nature, 190, 854 (1961). ⁴ W. J. Morgan, J. Geophys. Res., 73 (6) (1968). ⁵ B. Isacks, J. Oliver, L. R. Sykes, J. Geophys. Res., 73, 18 (1968). ⁶ В. П. Мясников, О. Г. Сорохтин и др., ДАН, 199, № 1 (1971). ⁷ W. J. Morgan, Nature, 230, 5288 (1971). ⁸ О. Г. Сорохтин, Физика Земли, № 7 (1972). ⁹ О. Г. Сорохтин, Л. В. Дмитриев, Г. Б. Удинцев, ДАН, 199, № 2 (1971). ¹⁰ J. G. Sclater, J. Francheteau, Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 20 (1970). ¹¹ D. P. McKenzie, J. G. Sclater, *ibid.*, 24, № 5 (1971). ¹² J. G. Sclater, R. N. Anderson, M. L. Bell, J. Geophys. Res., 76, № 32 (1971). ¹³ D. W. Forsyth, F. Press, J. Geophys. Res., 76, № 32 (1971). ¹⁴ А. Э. Рингвуд, В сборн. Земная кора и верхняя мантия, М., 1972. ¹⁵ М. С. Грасс, С. А. Ушаков, В. Е. Фадеев, Геология и геофизика СО АН СССР, № 6 (1969). ¹⁶ Справочник физических констант горных пород, М., 1969. ¹⁷ Г. С. Йодер, К. Э. Тилли, Происхождение базальтовых магм, М., 1965. ¹⁸ Г. Б. Наумов, Б. Н. Рыженко, И. Л. Ходаковский, Справочник термодинамических величин, М., 1971. ¹⁹ F. Birch, H. Clark, Am. J. Sci., 238 (1940). ²⁰ K. Kawada, Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo, 42 (1964). ²¹ Карта Атлантического океана, М. 1:10 000 000, М., 1964. ²² Карта Тихого океана, М. 1:10 000 000, М., 1964. ²³ E. Bullard, Sci. Am. 221, № 3 (1969).