Доклады Академии наук СССР
1983. Том 271, № 5

УДК 550.311; 551.241 ГЕОФИЗИКА

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

О МЕХАНИЗМЕ СПРЕДИНГА В АКТИВНЫХ КРАЕВЫХ МОРЯХ

Представляется, что краевые моря (т.е. бассейны, отделенные от океана или от внешнего краевого моря зоной субдукции с соответствующей островной дугой) могут быть активными, т.е. иметь внутреннюю зону спрединга (как море за дугой Южных Сандвичевых о-вов с 8 млн.-летней системой отчетливых полосчатых аномалий [1], бассейн Сикоку также с отчетливыми магнитными аномалиями [2], бассейны Парсе-Вела, Тонга-Кермадек, море Уэдделла [3], бассейн за Марианской дугой, в осевой части которого бурением обнаружены плейстоценовые толеитовые базальты, см. [4] и др.), или пассивными, без спрединга (например, Алеутский и Западно-Филиппинский бассейны).

Локальный спрединг в обстановке регионального сжатия кажется парадоксальным, но такие процессы явно происходили, например, при раскрытии Западного Средиземноморья, в зоне сжатия между Африкой и Европой, и, по-видимому, при открытии в начале мела краевого моря за островной дугой у юго-запада Южной Америки, затем закрывшегося в позднем мелу (Тарни, Дальзил и Де-Вит [5]). Шольц и др. [6] допускали, что спрединг создается снятием горизонтального сжатия. Более естественным представляется мнение Уеды и Мияширо [7], что спрединг за островными дугами связан с субдукцией перед ними. Кариг [8] высказал предположение, что спрединг является реакцией на поднимающиеся за островными дугами крупные мантийные диапиры. Мы считаем, наборот, что диапиры являются результатом спрединга.

Отметим, что океанские плиты по мере их старения быстро приобретают отрицательную плавучесть по отношению к подстилающей их мантии, так как плотность ρ_l входящего в их состав охлажденного и раскристаллизованного мантийного вещества превышает (на 0,05–0,1 г/см^3) плотность ρ_a разогретого и частично расплавленного вещества астеносферы. Поэтому вес столба океанской плиты (толщиной H_l) оказывается больше веса такого же столба астеносферы:

$$(1) \qquad \rho_c H_c + \rho_l (H_l - H_c) > \rho_a H_l,$$

где ρ_c и H_c – плотность и толщина океанской коры. Отсюда

$$(2) \qquad H_l > H_c (\rho_l - \rho_c)(\rho_l - \rho_a)^{-1}.$$

Например, при $\rho_c = 2{,}8$, $\rho_a = 3{,}2$, $\rho_l = 3{,}3$ г/см^3 и $H_c = 7$ км отрицательная плавучесть океанских плит получается при их толщине $H_l > 35$ км, а при полуэмпирической связи толщины H_l (км) с возрастом t млн. лет – по формуле $H_l = 7{,}5 + 6{,}6\sqrt{t}$ при возрасте $t > 17{,}4$ млн. лет. При выполнении критерия (2) океанские плиты становятся гидростатически неустойчивыми и могли бы погружаться в мантию под действием собственной тяжести, если бы этому не препятствовала их жесткость (и самозалечивание их разломов проникающими в такие разломы охлаждающимися и кристаллизующимися базальтовыми магмами и астеносферным веществом).

При отсутствии сжатия (рис. 1*а*, горизонтальная штриховка – вода, точечная – астеносфера) субдукция океанской плиты может происходить, вероятно, только по швам зон субдукции прошлого и для нее необходимо, чтобы давление

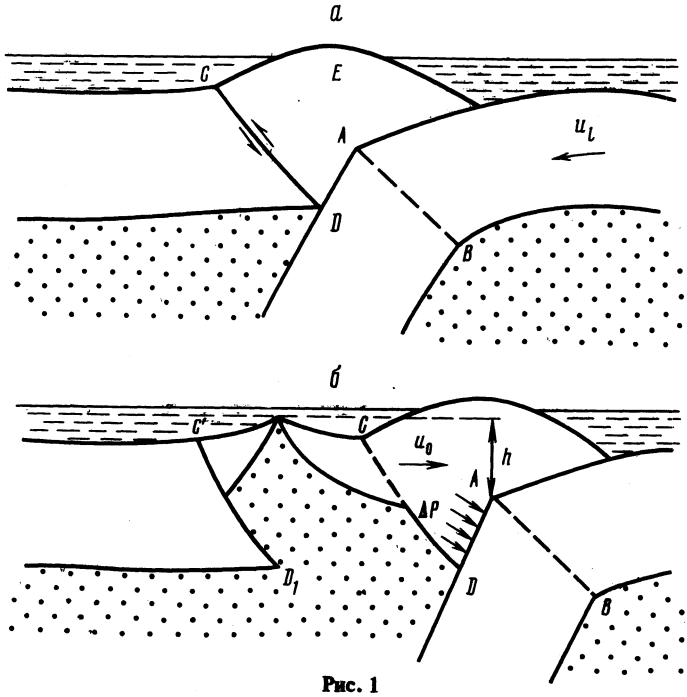

Рис. 1

островной дуги E на край A пододвигаемой океанской плиты превышало предел прочности на сдвиг пород литосферы $\tau_s \sim (0{,}5 - 1) \cdot 10^9$ дин/см^2. При этом деформация плиты может приводить к отодвиганию края A недеформированной плиты в сторону океана, создавая в тылу островной дуги E растяжение, расширяющее имеющиеся там разломы CD, сопряженные с поверхностью субдукции AD, но падающие в противоположную сторону – под океан. Вдоль таких расширяющихся разломов, по принимаемому нами предположению, формируется тыловая зона спрединга D_1CD, в которую при этом снизу внедряется вещество астеносферы ("мантийный диапир" по Каригу [8]; см. рис. 1*б*).

Вещество астеносферы поднимается в тылу островной дуги на уровень h над краем A недеформированной островной дуги, определяемый условием гидростатического равновесия свободной мантии. Это создает избыточное давление $P \approx gh\,(\rho_a - \rho_w)$, действующее на лобовую часть плиты (где g – ускорение силы тяжести, а $\rho_w \approx 1$ г/см^3 – плотность океанской воды). В случае островных дуг, сформированных на развитых океанских плитах ($H_l \sim 60$–80 км), оказывается $h \sim 15$–20 км и тогда $P \sim 4 \cdot 10^9$ дин/см^2 $> \tau_s$. Это избыточное давление и деформирует океанскую плиту, отодвигая зону ее субдукции в сторону океана.

Скорость деформации океанской плиты можно определить как $\dot{\epsilon} \simeq u_0/H_l$, где u_0 – скорость перемещения зоны субдукции в сторону океана, а H_l – типичная ширина зоны пластических деформаций. С другой стороны, $\dot{\epsilon} \simeq (\tau - \tau_s)/\eta_l$, где $\tau \sim P$ – сдвиговое напряжение в океанской литосферной плите, а $\eta_l \gg \eta_a$ – вязкость литосферного вещества, перешедшего под влиянием сдвигового напряжения в пластическое состояние (η_a – вязкость астеносферы). Приравнивая друг к другу эти два выражения для $\dot{\epsilon}$, получаем

$$u_0 \simeq (P - \tau_s)\, H_l\, /\eta_l\,. \tag{3}$$

Порядок величины вязкости деформируемого участка океанской литосферной плиты $\eta_l \sim PH_l/u_0$ можно оценить в конкретных примерах по относительной скорости u_0

субдукции плиты под островную дугу. Так, например, скорость субдукции Тихоокеанской плиты под Марианскую островную дугу равна $u_0 \approx 3$ см/год и при $H_l \approx \approx 80$ км и $P \sim 4 \cdot 10^9$ дин/см^2 получается $\eta_l \sim 3 \cdot 10^{23}$ пуаз.

Если встречающиеся в зоне субдукции литосферные плиты сближаются друг с другом со скоростью u_l, то при $u_l < u_0$ в тылу островной дуги возникает спрединг со скоростью $u_s = u_0 - u_l$. Если, наборот, $u_l > u_0$, то в краевом море за островной дугой спрединга не будет и океанская литосфера, подстилающая краевое море, будет испытывать сжатие, в результате чего островная дуга будет надвигаться на краевое море, постепенно его закрывая, как это, по-видимому, происходит сейчас в Северо-Курильской впадине и Японском море. Если же скорость сближения плит u_l изменяется со временем, то увеличиваясь, то уменьшаясь по сравнению с u_0, островная дуга будет перемещаться то от океана, то в его сторону, меняя при этом знак своей кривизны, и краевое море будет то испытывать сжатие и сокращаться, то испытывать спрединг и расширяться.

Островные дуги Марианского типа должны отличаться от дуг Курильского типа и рядом других признаков: перед ними должны возникать краевые валы, свидетельствующие о большем сжатии океанской литосферной плиты; над ними не должны возникать значительные положительные гравитационные аномалии (тогда как над соответствующими глубоководными желобами должны возникать большие отрицательные аномалии до 200–300 мГал); сейсмическая активность под ними должна быть несколько пониженной, но зато на зонах спрединга в их тылу должны происходить мелкофокусные землетрясения с механизмами растяжения. Примеры всех этих явлений могут быть найдены на карте мира. Такие явления должны были происходить и в геологическом прошлом до катахея включительно.

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

Поступило
30 VII 1982

ЛИТЕРАТУРА

1. *Barker P.F.* – Earth Planet. Sci. Lett., 1972, vol. 15, p. 123–132. 2. *Watts A.B., Weissel J.K.* – Ibid., 1975, vol. 25, p. 239–250. 3. *Barker P.F. – Griffiths P.F.* – Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A, 1972, vol. 271, p. 151–183. 4. *Karig D.E.* – Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, vol. 82, p. 323–344. 5. *Тарни Дж., Дальзил И., Де-Вит М.Дж.* В сб.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 143–159. 6. *Scholz C.H., Barazangi M., Shar M.L.* – Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, vol. 82. 7. *Uyeda S., Miyashiro A.* – Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, vol. 85, p. 1159–1170. 8. *Karig D.E.* – J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, p. 2542–2561.

УДК 550.388.2 ГЕОФИЗИКА

З.Ц. РАПОПОРТ

О ВОЗМОЖНОЙ ПРИЧИНЕ ЗИМНЕЙ ВОЗМУЩЕННОСТИ ОБЛАСТИ D ИОНОСФЕРЫ

(Представлено академиком А.М. Обуховым 17 IX 1982)

Зимняя аномалия области D ионосферы, проявляющаяся в повышенном поглощении радиоволн в зимние месяцы, известна давно [1], но наиболее интенсивно изучается в последние годы (см. например, [2–4]).

Установлено, что повышение поглощения в области D происходит вследствие возрастания электронной концентрации N, главным образом, на высотах 70–90 км.