

УДК 551.465

“ОСОБЫЕ ТОЧКИ” ОКЕАНСКОГО ВУЛКАНИЗМА И ЭВОЛЮЦИЯ РЕЛЬЕФА ВНУТРИПЛИТОВЫХ ВУЛКАНОВ

© 2003 г. Е. В. Жулёва

Представлено академиком Е.Е. Милановским 29.11.2002 г.

Поступило 06.12.2002 г.

Традиционно сложилось, что океанские вулканы и палеовулканы являются главным образом предметом геолого-геофизических исследований. Кажется интересным и важным расширить изучение внутриплитового вулканизма в геоморфологическом плане. Для оценки его рельефообразующей роли обратим внимание на участки проявления наиболее активной современной вулканической деятельности и выделим особенности строения рельефа вулканогенных структур, морфологически связанных с ними. Области проявления современного вулканизма, приуроченные к массивам внутриплитовых вулканических построек, условно назовем “особыми точками” и, абстрагируясь от существующих геодинамических теорий и моделей, объясняющих ход глубинных процессов, рассмотрим их как самостоятельные районы формирования вулканогенного рельефа океанского дна. В качестве структур, в пределах которых расположены “особые точки”, выделены Канарские и Азорские острова в Атлантическом океане; Маскаренский хребет и плато Кергелен в Индийском океане; Гавайский хребет, Маркизские, Австралийские острова, острова Общества и Питкэрн в Тихом океане (рис. 1).

На основании сопоставления с возрастными оценками линейных магнитных аномалий установлено, что “особые точки” активно функционируют на океанической литосфере любого возраста: от осевых рифтовых зон ее зарождения (Азорское плато) до мощной древней литосферы возрастом 150 млн. лет (Канарские острова). Опубликованные материалы сейсмических исследований конкретных областей современного вулканизма свидетельствуют о том, что глубина залегания кровли магматических камер под ними составляет в среднем 15–20 км, сокращаясь под современными вулканами Азорских островов до 10 км и увеличиваясь под “особой точкой” Канар-

ских островов до 32–35 км [1, 5, 13]. Отметим, что мощность океанической коры в пределах абиссальных котловин не зависит от возраста дна и без осадочного слоя составляет 5–8 км, а под гребнями срединно-океанических хребтов уменьшается до 3–4 км и до 1.5–2 км непосредственно под рифтовыми долинами [3]. То есть для всех “особых точек” характерна повышенная мощность земной коры. В то же время установлено, что независимо от мощности земная кора в областях современного океанского вулканизма является океанической по своему типу. Эта закономерность сохраняется даже для Канарских островов, фактически расположенных на пассивной континентальной окраине Африки [9].

Анализ характера группировки внутриплитовых палеовулканов на дне океана показывает, что обычно они образуют линейно вытянутые поднятия или асейсмичные хребты. В пределах всех рассматриваемых групп островов и подводных гор нет признаков беспорядочного, повсеместного проявления вулканизма. “Особые точки” строго локализованы на одном конце массива вулканических построек. Вулканизм в них проявляется в наземных условиях, на островах, где формируются щитовые вулканы центрального типа. Острова представляют собой либо надводную часть отдельного вулкана (о. Питкэрн), либо массив из нескольких слившихся своими основаниями вулканов: на о. Гавайи – действующих вулканов Килауэа, Мауна-Лоа, Мауна-Кеа; на о. Реюньон (Маскаренский хребет) – вулканов Питон-де-ла-Неж и Питон-де-ла-Фурнез.

В ряде “особых точек” обнаружено также действие современного подводного вулканизма, сосредоточенного на подводных горах, расположенных на расстоянии до первых сотен километров от современных островов, вдоль простираения цепочки вулканических построек. Таким образом, существенно увеличивается площадь настоящего проявления вулканической деятельности. Например, на островах Общества район современного вулканизма включает в себя, кроме о. Мехетиа, крупные подводные горы Тихетиа и Муа-Пихаа, и площадь его составляет около 1000 км² [11].

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова
Российской Академии наук, Москва*

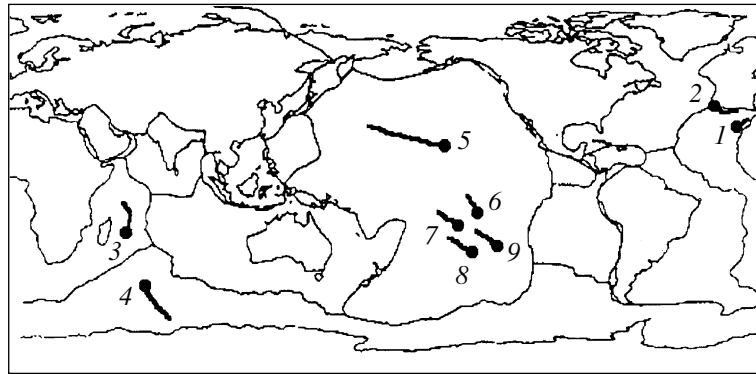


Рис. 1. Обзорная карта местоположения исследуемых “особых точек”. Картографическая основа по [2]. Жирными линиями показано ориентировочное простираие цепей вулканических построек. 1 – Канарские острова; 2 – Азорские острова; 3 – Маскаренский хребет; 4 – плато Кергелен; 5 – Гавайский хребет; 6 – Маркизские острова; 7 – острова Общества; 8 – Австралийские острова; 9 – острова Питкэрн-Эререту.

Подводные вулканы “особых точек” морфологически разнообразны. Иногда они представляют собой ненарушенные конусы, относительной высотой до первых сотен метров, поверхность которых сложена свежими трубообразными и шаровыми пиллоу-лавами. Подобными постройками являются, например, подводные сооружения в районе о. Питкэрн и о. Мехетиа, а также подводный вулкан Лоихи в 30 км к юго-востоку от о. Гавайи [6, 14]. А, например, в “особой точке” Австралийских островов активными вулканами являются подводная гора Ра, возвышающаяся над окружающим дном на 3000 м, и подводная гора Макдональд, высотой 3760 м [15].

На подводных горах “особых точек” обнаружены следы гидротермальной деятельности. Это активные гидротермальные источники, окруженные железомарганцевыми корками. Дальнейшие исследования этих районов могут представлять интерес при поиске рудопоявлений на дне океана.

Для всех структур, связанных с “особыми точками”, независимо от удаленности от области современного вулканизма, установлены свидетельства их формирования в субаэральных условиях и постепенного погружения. На то, что в процессе образования палеовулканов, которые в настоящее время являются подводными горами, этап подводного вулканизма завершился формированием острова, часто указывает присутствие в толще перекрывающих их осадков терригенных отложений – продуктов выветривания и волновой абразии надводного вулканического основания. Такие осадки были обнаружены, например, в южной и центральной частях подводного плато Кергелен [13].

Еще одним свидетельством субаэральных извержений и характерной чертой вулканизма “особых точек” является накопление большого объема пи-

рокластических образований. Так, на подводной горе Макдональд (Австралийские острова) связанные с эксплозивной деятельностью лапили и вулканические бомбы, размером до 100–200 мм в диаметре, покрывают около 90% поверхности склонов [8]. Мощные выбросы пирокластического материала, сопровождающие формирование кальдеры обрушения, выделяются в качестве характерной стадии образования вулканических построек Маркизского архипелага [11].

На вулканогенных структурах, морфологически связанных с “особыми точками”, четко прослеживается последовательное увеличение возраста вулканических построек по мере удаления от области современного вулканизма. Определяющим фактором формирования их рельефа является постепенное погружение, основной причиной которого становится возникшая в процессе извержений изостатическая нагрузка.

В экваториально-тропическом поясе на рассматриваемых структурах вдоль их простираения наблюдается единообразная смена морфологических типов рифогенных сооружений, которая четко вписывается в классическую теорию Чарльза Дарвина о формировании рифовых построек на основе погружающегося вулканического острова с последовательным образованием окаймляющего рифа, барьерного рифа и атолла [10] (рис. 2).

Для морфоструктуры цепочек вулканических построек, к которым приурочены “особые точки”, характерно единое сводово-вулканическое поднятие, которое служит своеобразным “пьедесталом” для изолированных вулканов. Например, более 20 островов и подводных гор Маркизского архипелага представляют собой обособленные постройки, возвышающиеся над вулканической платформой шириной 125 км и длиной 400 км, поднимающейся на 1000–2000 м над окружающей

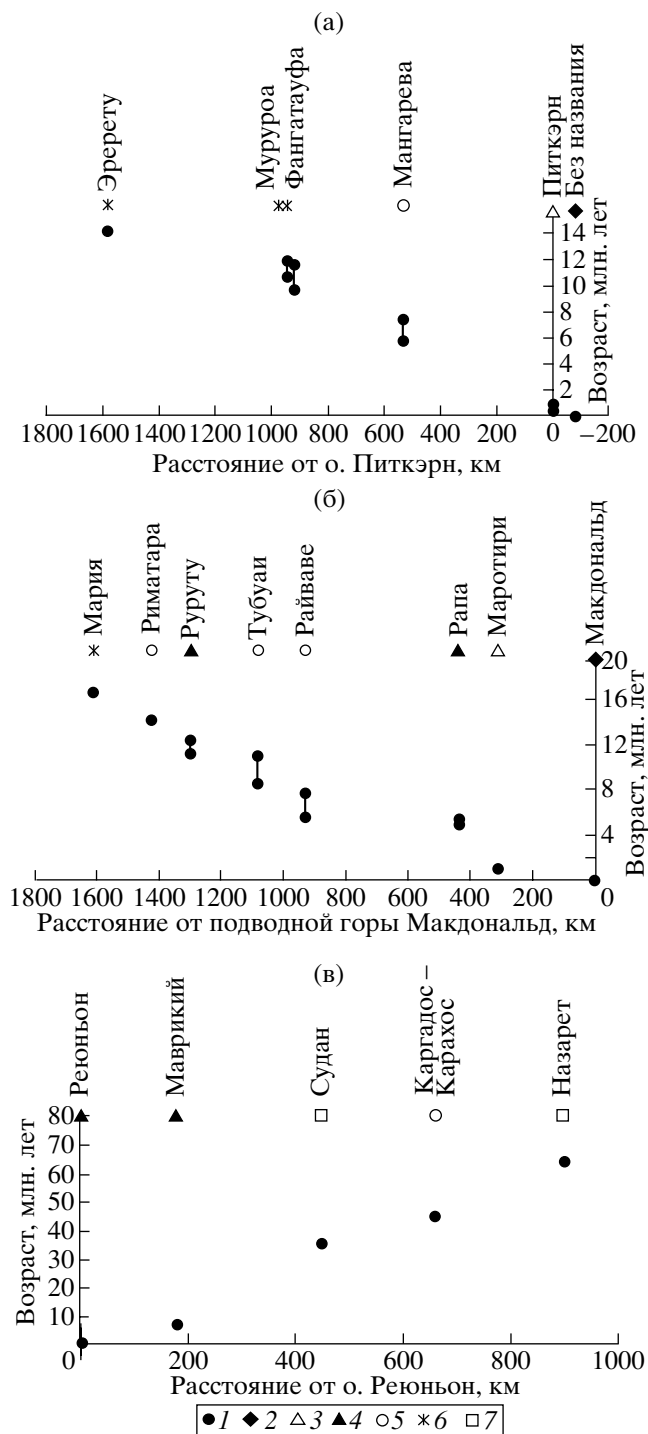


Рис. 2. Изменение возраста и морфологии вулканических построек в связи с их расстоянием от "особой точки": а – цепь островов Питкэрн–Эрегеру (по [6, 12]), б – австралийские острова (по [1, 5, 15]); в – Маскаренский хребт (по [4, 7]). 1 – возраст; морфологические типы структур: 2 – подводная гора; 3 – вулканический остров; 4 – окаймляющий риф; 5 – барьерный риф; 6 – атолл; 7 – коралловая банка.

абиссальной равниной. На Гавайском хребте цоколь относительной высотой около 500 м, шириной 180–370 км и протяженностью 2600 км образован в результате смыкания оснований по крайней мере 50 щитовых вулканов.

Массивные пьедесталы могут быть свидетельством неравномерности вулканизма и наличия периодов усиления вулканической активности. Например, тот факт, что мощное основание плато Кергелен сложено близкими по возрасту породами, расценивается как показатель его чрезвычайно быстрого кратковременного формирования в течение альба–апта в ходе очень активного вулканизма [13].

Отмеченные особенности и отличительные черты геоморфологического строения "особых точек" и вулканогенных морфоструктур, на которых они расположены, нельзя считать случайными. Характер изменения рельефа отдельных построек говорит о едином пути и пространственно-временной преемственности его эволюции вдоль простирающихся вулканических цепей.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 02–05–64247).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Голубева Э.Д. // Тихоокеан. геология. 1993. № 6. С. 27–45.
2. Грачев А.Ф. // Физика Земли. 2000. № 4. С. 3–37.
3. Дубинин Е.П., Ушаков С.А. Океанический рифтогенез. М.: ГЕОС, 2001. 293 с.
4. Острова западной части Индийского океана / Под ред. Л.Г. Никифорова. М.: Изд-во МГУ, 1982. 201 с.
5. Харин Г.С. Магматизм и формирование литосферы Атлантического океана. М.: Наука, 1993. 256 с.
6. Binard N., Hekinian R., Stoffers P. // Tectonophysics. 1992. V. 206. P. 245–264.
7. Bonneville M., Herzen R.P., Lucasau F. // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. № B10. P. 22734–22747.
8. Brousse R., Forges R.B. // C. R. Acad. Sci. Ser. D 1980. V. 290. P. 1055–1057.
9. Canas J.A., Ugalde A., Pujades L.G. et al. // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № B7. P. 15037–15050.
10. Darwin Ch. The Structure and Distribution of Coral Reefs. Ld. Smith, Elder, 1842. 214 p. Reprint. Berkeley; Los Angeles (Calif.): Univ. California Press, 1962.
11. Duncan R.A., McDougall I. // J. Volcan. and Geotherm. Res. 1976. № 1. P. 197–227.
12. Guille G., Goutiere G., Sornein J.F. et al. The Atolls of Mururoa and Fangataufa (French Polynesia). I. Monaco, 1996. 175 p.
13. Konhecke L.K., Coffin M.F. // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № B10. P. 24085–24108.
14. Moore J.G., Clague D.A., Normark W.R. // Geology. 1982. V. 10. № 2. P. 88–92.
15. Stoffers P., Botz R., Cheminee J.-L. et al. // Mar. Geophys. Res. 1989. V. 11. P. 101–112.