

УДК 551.214(265)

## КАЧЕСТВЕННАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЦЕПЕЙ ПОДВОДНЫХ ГОР

© 2005 А.П. Седов<sup>1</sup>, В.В. Матвеев<sup>1</sup>, Л.П. Волокитина<sup>1</sup>, В.А. Рашидов<sup>2</sup>,  
Г.И. Казакевич<sup>1</sup>, С.В. Лукьянов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии РАН, Москва, Нахимовский пр., 36; e-mail: matveenkova@mtu-net.ru

<sup>2</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, бульвар Пуйна, 9;  
e-mail: rashidva@kcs.iks.ru

В настоящее время преобладает мнение, что внутриплитовый вулканизм в океане связан с деятельностью «горячих точек». Однако в океане существуют цепи вулканов, возраст магматизма в которых не укладывается в теорию движения литосферной плиты над фиксированными в астеносфере «плюмами». К таким структурам можно отнести цепь Магеллановых подводных гор, входящих в Западную Тихоокеанскую провинцию подводных гор (ЗТППГ). Возраст вулканизма в ЗТППГ изменяется от 120 млн. лет до 80 млн. лет, причем древние горы одной цепи расположены в ее начале и конце, а молодые - в центральной части структуры. Палеорекострукции показывают, что вулканы ЗТППГ начали формироваться в районе 20° ю. ш., а завершился вулканизм ЗТППГ при подходе данного сегмента плиты к экватору. Именно на 20° ю. ш., при движении литосферной плиты на север по поверхности геоида, происходит максимальное искривление литосферы. В этом районе расположена Южно-Тихоокеанская Изотопная и Термическая Аномалия (ЮТИТА). В пределах этой аномалии в настоящее время формируются цепи вулканических островов Французской Полинезии, где современные вулканы соседствуют с подводными горами, имеющими возраст 40-45 млн. лет. Изучение возрастов цепей вулканических островов Французской Полинезии показывает, что они также не укладываются в теорию «горячей точки». Проведенные авторами оценки жесткости литосферы показывают, что описываемые вулканические структуры могли сформироваться на глубинных разломах, возникших в литосфере при ее движении над ЮТИТА. Подобный подход хорошо объясняет все возрастные и структурные особенности как подводных гор ЗТП, так и вулканических островов Французской Полинезии.

На дне океана существуют цепи подводных гор, в которых возраст вулканизма более или менее закономерно увеличивается по мере удаления от основного магматического очага. Наиболее распространенной гипотезой, объясняющей такое изменение возраста, является гипотеза так называемых «горячих точек», суть которой сводится к следующему. В мантии существуют горячие струи, поднимающиеся из нижней мантии к основанию литосферных плит и проплавливающие их, в результате чего и возникают внутриплитовые вулканы. Предполагается, что положение этих струй-плюмов как бы фиксировано по отношению к нижней мантии.

По мере движения плиты над такой «горячей точкой» возникают все новые вулканы, трассируя направление движения плиты. Классическим примером таких структур является Гавайско-Императорская цепь подводных гор в северной части Тихого океана. Однако на дне океана имеются цепи подводных гор, возрастные характеристики которых не укладываются в упомянутую закономерность. К таковым можно отнести, например, отдельные цепочки гор залива Аляска (Матвеев и др., 2002), некоторые архипелаги Французской Полинезии в южной части Тихого океана, а также цепь Магеллановых подводных гор, входящих в

Западную Тихоокеанскую провинцию подводных гор. Для объяснения несоответствия наблюдаемых в них возрастов гипотезе «горячих точек» предлагалась, в частности, миграция «горячих точек» относительно друг друга; коротко живущие «горячие точки», формирующие короткие цепи (механизм формирования очага в них может быть совершенно иной); необоснованно большое количество «горячих точек» (более ста); делались ссылки на не совсем точные расчеты полюсов вращения плит. Иногда возрастные данные просто игнорировались, хотя были достаточно надежны, но не вписывались в концепцию «горячих точек». Поэтому недавно было выдвинуто предположение о том, что, оказывается, не все «горячие точки» обязаны своим происхождением глубинным струям. Утверждают, что основные черты, полученные путем моделирования, присущи лишь семи «горячим точкам», включая Гавайи и Исландию (Courtillot et al., 2003). Все же остается неясным вопрос, по какой причине через несколько млн. лет (до десятков) происходит повторное извержение на одном и том же конусе? Не находит убедительного объяснения прерывистость цепей, их разнонаправленность и другие особенности подводного вулканизма. Все это дает повод усомниться в состоятельности гипотезы «горячих точек», обстоятельный критический анализ которой дан в работе (Сорохтин, Ушаков, 1993). На примере подводных гор Западной Тихоокеанской провинции и островов Французской Полинезии рассмотрим механизм образования подобных структур, не противоречащий фактическому материалу.

### ЗАПАДНАЯ ТИХООКЕАНСКАЯ ПРОВИНЦИЯ ПОДВОДНЫХ ГОР

Западная Тихоокеанская провинция подводных гор (ЗТППГ) включает в себя разбросанные на дне Северо-Западной котловины одиночные Японские горы, вулканотектонические горы Маркус-Уэйк, цепь Магеллановых подводных гор и подводные и надводные вулканы Маршалловых о-вов.

Подводные горы Маркус-Уэйк разделяют Северо-Западную и Восточно-Марианскую глубоководные котловины. В пределах этой структуры выделяется несколько вулканотектонических массивов и ряд изолированных вулканических построек (рис. 1). Вулканотектонические массивы представляют собой группы

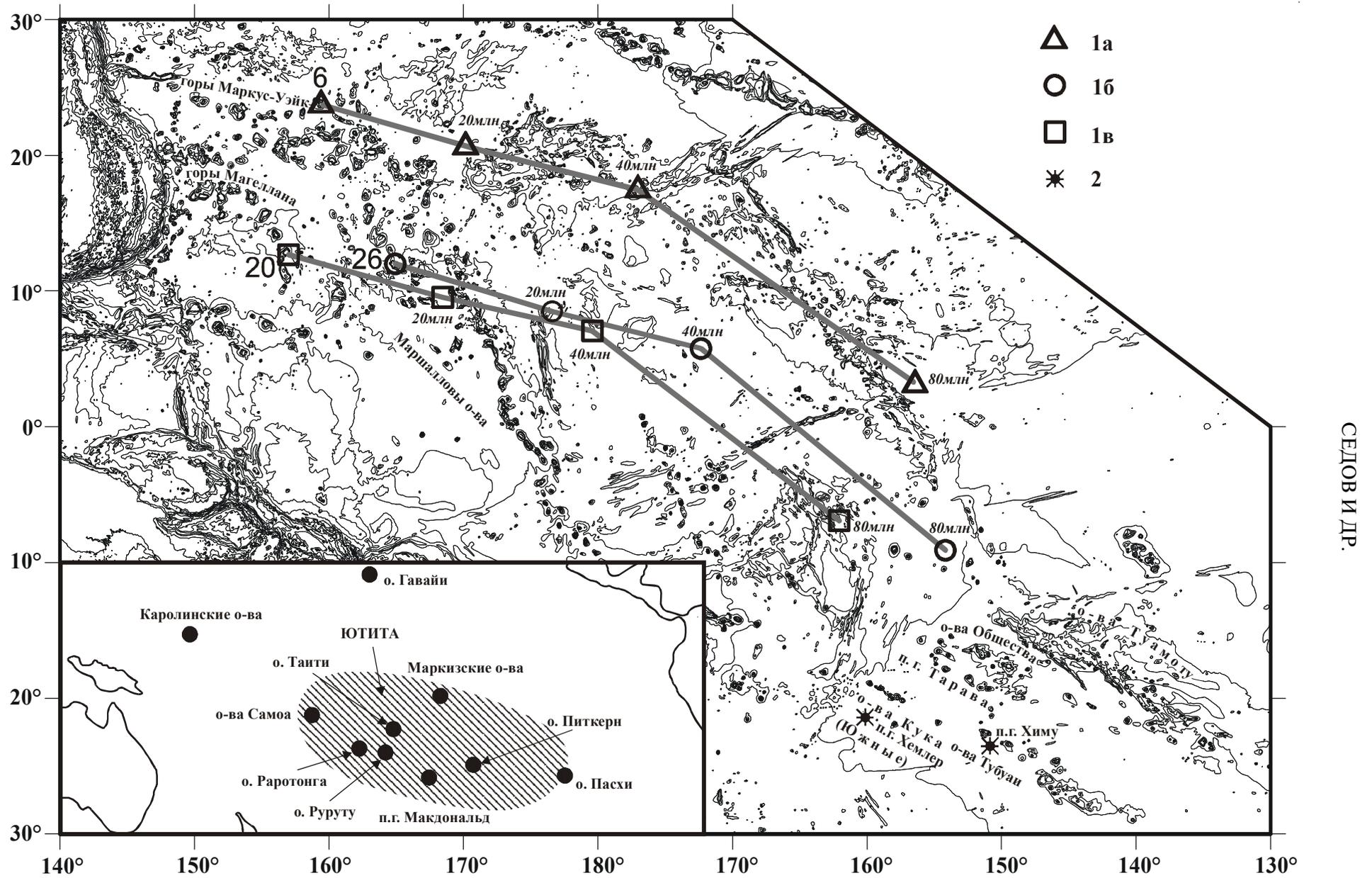
подводных гор и гайотов, концентрирующихся вокруг одной или нескольких наиболее крупных построек, покоящихся часто на едином основании. Рельеф поднятий контрастный; массивы разделены межгорными равнинами, что обусловило резкие колебания абсолютных отметок глубин. Для многих подводных вулканов характерно асимметричное строение с субширотным простиранием длинных осей. Н. Смут (Smoot, 1989) связывает происхождение гор Маркус-Уэйк с наличием трансформного разлома субширотного простирания, образовавшегося при движении к западу от рифтовой зоны участка Тихоокеанской плиты в течение мелового периода. Полагают, что вулканотектоническое поднятие Маркус-Уэйк возникло в результате сложного сочетания тектонических дислокаций как сдвиговых, так и вертикальных, и процессов наложенного вулканизма (Гайоты..., 1995).

Группа Магеллановых подводных гор расположена в средней части Восточно-Марианской котловины в районе между  $10^{\circ}$  и  $18^{\circ}$  с.ш. и  $150^{\circ}$  и  $160^{\circ}$  в.д. На севере она граничит с массивом подводных гор Маркус-Уэйк и хребтом Даттон, который по его географическому положению можно было бы отнести и к Магеллановым горам. На востоке они отделены широкой подводной равниной от вулканической структуры Маршалловых островов, на западе цепь Магеллановых гор подходит к Марианскому глубоководному желобу. Глубины дна в этой части котловины составляют 5500-6000 м.

Магеллановы горы представляют собой протяженную дугообразную систему коротких цепочек подводных гор и гайотов длиной около 1100 км, имеющую в целом северо-западное простирание. Общее количество подводных вулканов (без хр. Даттон) превышает 20, при этом на одном основании иногда находится 3-4 конуса. Высота большинства вулканических построек составляет 4500-4800 м; глубины вершин расположены в диапазоне 1200-1400 м.

Кора в пределах рассматриваемого региона является частью Юрской Зоны Спокойного Магнитного Поля, расположенной к югу от японских линейментов, маркирующих положение спредингового хребта Пасифик-Изанаги в позднеюрское время (Renkin, Sclater, 1988). Ее возраст колеблется от 150 до 170 млн. лет и даже может быть древнее.

Определения абсолютного возраста подводных гор показывают, что наиболее древние вулканы расположены в начале и в конце цепи



**Рис. 1.** Основные провинции подводных гор западной и центральной части Тихого океана. 1 - траектории движения подводных гор: 1а - Скриппс; 1б - Сильвания; 1в - Ита Май Таи (Матвеевков и др., 1997); 2 - палеоположение гайотов Химу и Хемлер (Smith et al. 1989). На врезке: область Южно-Тихоокеанской Изотопной и Термической Аномалии (ЮТИТА). Точками показано положение «горячих точек» (Staudigel et al., 1991).

КАЧЕСТВЕННАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЦЕПЕЙ ПОДВОДНЫХ ГОР

Таблица 1. Возраст подводных гор Западной Тихоокеанской провинции.

**Горы Маркус-Уэйк**

	Название	Координаты		Интервал определения Возраста, млн. лет	Литература
		широта	долгота		
1	Макаров	29°31'с. – 153°31'в.		94 ± 1	Sager et al., 1993
2	WPDR - 5	28°24'с. – 148°12'в.		63.5 – 79.2	Ozima et al, 1968; Ozima et al., 1970
3	MIT	27°19'с. – 151°53'в.		118.0 ± 8.5 – 121.8 ± 0.5	Sager et al., 1993
4	Z – 4 – 3	27°03'с. – 148°39'в.		87.3 – 95.5	Ozima et al, 1968; Ozima et al., 1970
5	П. гора D – 1	24°12'с. – 152°18'в.		78 ± 2	Ozima et al., 1983
6	Скриппс	23°42'с. – 159°32'в.		100.1 ± 2.0 – 101.6 ± 0.7	Sager et al., 1993
7	Майами	21°42'с. – 161°52'в.		96.8 ± 0.6 – 97.0 ± 0.97	Sager et al., 1993
8	Ламонт	21°29'с. – 159°37'в.		81.5 ± 0.6 – 90.5	Ozima et al., 1983; Ozima et al., 1977
9	Уайлд	21°09'с. – 163°22'в.		86.0 ± 2.0 – 91.4 ± 1.0	Ozima et al., 1983; Ozima et al., 1977
10	Мэлони	21°03'с. – 157°15'в.		96.5 ± 0.6 – 105.9 ± 1.7	Koppers et al., 2000
11	Дженнингс	20°52'с. – 156°15'в.		101.6 ± 0.5 – 104.7 ± 0.6	Koppers et al., 2000

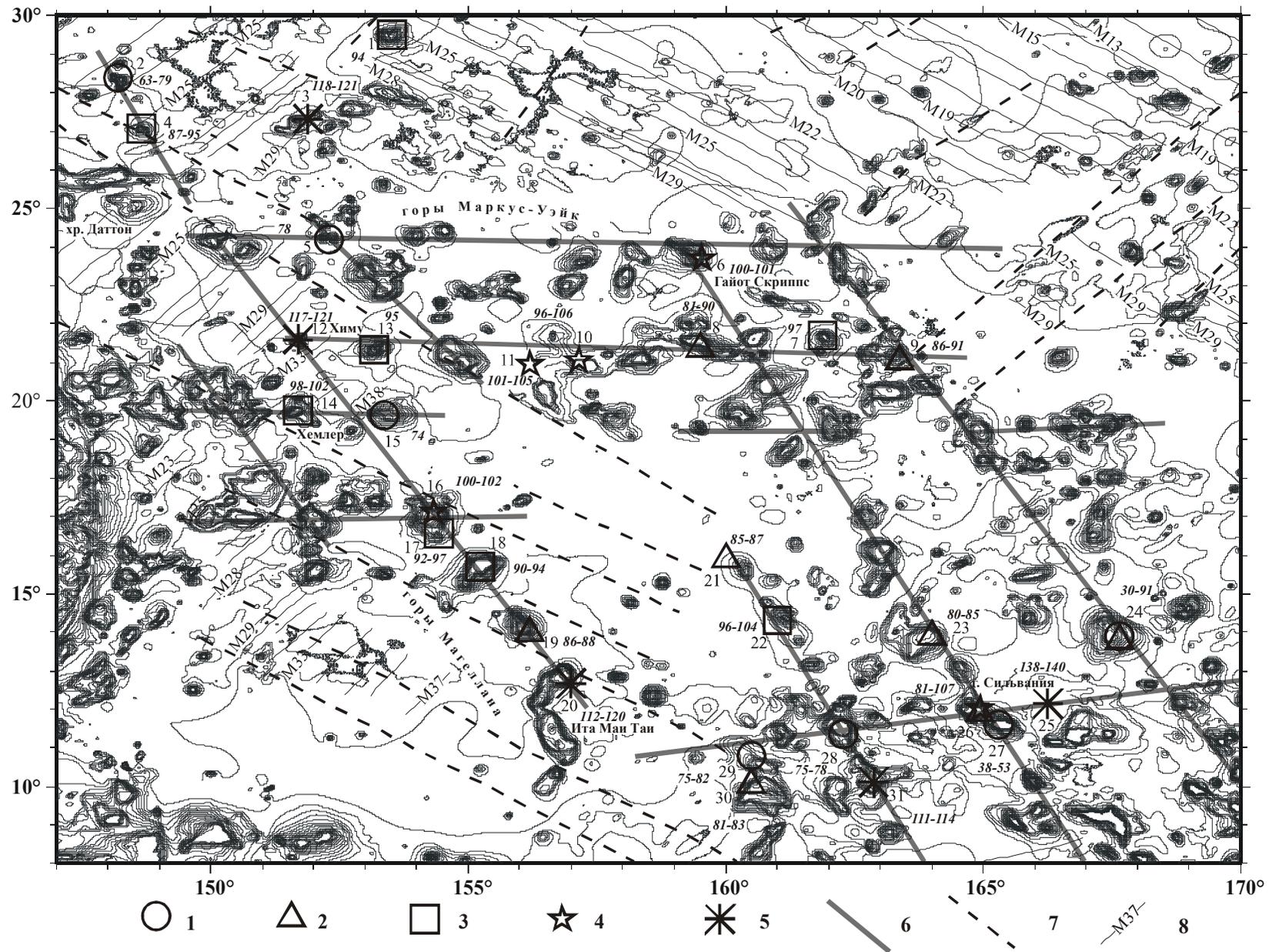
**Магеллановы подводные горы**

12	Химу	21°36'с. – 151°42'в.		117.3 ± 1.0 – 121.0 ± 0.8	Smith et al., 1989
13	Голден Драгон	21°20'с. – 153°10'в.		95.0	Ozima et al., 1983
14	Хемлер	19°46'с. – 151°42'в.		98.8 ± 0.7 – 102.2 ± 1.3	Smith et al., 1989
15	П. гора D – 4	19°38'с. – 153°22'в.		74.0	Ozima et al., 1983
16	Влиндер*	17°07'с. – 154°20'в.		100.2 ± 0.4 – 102.4 ± 0.5	Koppers et al., 1998
17	Ома Влиндер	16°34'с. – 154°26'в.		92.3 ± 1.7 – 96.6 ± 0.7	Koppers et al., 1998
18	Пако**	15°42'с. – 155°14'в.		90.9 ± 0.5 – 94.3 ± 0.9	Koppers et al., 1998
19	ИОАН	14°05'с. – 156°12'в.		86.2 ± 0.7 – 88.5 ± 0.7	Koppers et al., 1998
20	Ита Май Таи	12°40'с. – 157°00'в.		112.3 ± 1.1 – 120.4 ± 1.4	Koppers et al., 1998

**Подводные горы северной части цепи Маршалловых островов**

21	Сев. Вод-Эн	16°00'с. – 160°00'в.		85.3 ± 0.4 – 86.6 ± 0.5	Lincoln et al., 1993
22	Неен Коиаак	14°18'с. – 160°54'в.		96.4 ± 0.7 – 104.5 ± 0.8	Koppers et al., 2000
23	Лоббадеде	13°51'с. – 163°54'в.		80.0 – 84.8	Lincoln et al., 1993
24	Ратак***§	13°54'с. – 167°39'в.		30.0 ± 0.5 – 90.6 ± 0.6	Davis et al., 1989
25	Лук	12°09'с. – 166°15'в.		138.1 ± 0.7 – 140.0 ± 0.8	Lincoln et al., 1993
26	Сильвания §	12°00'с. – 164°56'в.		80.9 ± 1.2 – 107.4 ± 1.4	Koppers et al., 2000
27	Бикини	11°36'с. – 165°18'в.		> 37.5 – 53.5	Baudin et al., 1993
28	Эниветок	11°21'с. – 162°16'в.		74.8 ± 0.5 – 77.8 ± 0.5	Lincoln et al., 1993
29	Ликелеп	10°48'с. – 160°30'в.		75.5 ± 0.8 – 82.4 ± 0.4	Lincoln et al., 1993
30	Лалибьет	10°09'с. – 160°30'в.		81.4 – 82.8	Bergersen, 1993
31	Лю Эн	10°09'с. – 162°48'в.		111.6 – 114.0	Bergersen, 1993

Примечание. \* - русский синоним – Дальморгео по (Рашидов и др., 2003); \*\* - русский синоним – Находка (Рашидов и др., 2003); \*\*\* - новое название - Водэн-копакут; § - возможно несколько фаз вулканизма



СЕЛОВ И ДР.

**Рис. 2.** Подводные горы Западной Тихоокеанской провинции подводных гор. 1 - подводные горы с возрастом моложе 80 млн. лет; 2 - подводные горы с возрастом от 81 до 90 млн. лет; 3 - подводные горы с возрастом от 91 до 100 млн. лет; 4 - подводные горы с возрастом от 101 до 110 млн. лет; 5 - подводные горы с возрастом старше 110 млн. лет; 6 - предполагаемые разломы оси вулканических цепей; 7 - трансформные разломы; 8 - магнитные аномалии.

(табл. 1, рис. 2). Их возраст практически одинаков, а расстояние между ними составляет примерно 1000 км.

Наиболее распространенной точкой зрения на происхождение Магеллановых подводных гор является предположение о вулканизме «горячих точек» (Koppers et al., 1998; Smith et al., 1989). Однако распределение возрастов в пределах цепи (Рашидов и др., 2003) не позволяет использовать эту гипотезу (табл. 1, рис. 2). Кроме того, здесь был обнаружен вулкан с повторным проявлением вулканизма: основание гайота Влиндер (Дальморгео по (Рашидов и др., 2003)) сформировалось за 4 - 7 млн. лет до начала здесь главной щитовой стадии вулканизма и не может иметь отношения к вулканизму «горячих точек» в буквальном смысле. А неэродированный постэрозионный вулканический конус на выровненной вершинной поверхности этого гайота был сформирован, по крайней мере, через 20-30 млн. лет после погружения. Возраст гайота Ита Май Таи оказался на 34-36 млн. лет старше, чем можно было бы ожидать, исходя из модели «горячей точки» (Koppers et al., 1998, 2003). Для объяснения этих несоответствий А.П. Копперс с соавторами (Koppers et al., 1998, 2003) полагают, что гайоты Влиндер и Ита Май Таи возникли из какого-то другого магматического источника помимо «горячей точки», однако полностью отказаться от этой гипотезы «горячих точек» они не смогли.

Имеется еще геодинамическая модель, согласно которой решающую роль в формировании Магеллановых гор играли сдвиговые дислокации в условиях меридионального сжатия океанической коры (Уткин и др., 2004).

Одним из подходов к объяснению механизма образования структур, аналогичных гайотам Магеллановых гор, может быть мембранная тектоника, учитывающая изменение напряжений в движущейся литосферной плите, обусловленное переменной кривизной поверхности Земли. При длительном перемещении плиты из высоких широт в низкие или, наоборот, в ней происходит многократное накопление и разгрузка напряжений. При этом может произойти как повторное извержение на уже сформировавшемся ранее вулканическом конусе, так и образование нового, более молодого вулкана между двумя, сформированными ранее. В обоих случаях возрастные характеристики подводных вулканов не будут укладываться в концепцию «горячих точек». Подобную

ситуацию мы и наблюдаем в пределах цепей подводных гор ЗТППГ. При переходе через экватор напряжения в литосфере меняют знак, из растягивающих становятся сжимающими, и вулканизм прекращается. Литосферная плита приобретает кривизну соответствующего участка геоида, а возникающие в ней трещины «запечатываются» застывшими магматическими породами. Обзор некоторых исследований в этом направлении дан в работе (Шейдеггер, 1987). Здесь мы приведем оценки, основанные на результатах исследований О.Г. Сорохтина и С.А. Ушакова (1993) и Д.Л. Таркотта (Turcotte, 1974).

### МЕМБРАННАЯ ТЕКТНИКА

Известно, что внутриплитовый вулканизм может проявляться только тогда, когда возникающие в литосфере глубокие трещины достигают верхних слоев астеносферы. Здесь, в результате резкого падения литостатического давления, происходит активное плавление астеносферного вещества. Возникающие при этом расплавы по трещинам в литосфере выдавливаются на поверхность дна, образуя вулканические конусы. По модели (Oxburgh, Turcotte, 1974; Turcotte, 1974) жесткие литосферные плиты, перемещаясь по поверхности горячей мантии, вынуждены приспособляться к переменной кривизне эллипсоида вращения Земли. У плиты, движущейся от экватора, т.е. из низких широт в более высокие, главные радиусы кривизны будут увеличиваться; у плиты, движущейся к экватору, они будут уменьшаться. Так как по сравнению с радиусами Земли мощность жестких океанических литосферных плит, составляющая всего лишь 50-70 км, мала, а площадь их достаточно велика, они будут себя вести как тонкие деформирующиеся оболочки. Если радиусы кривизны такой оболочки увеличиваются, ее край будет находиться в состоянии растяжения, а внутренняя часть в состоянии сжатия. Если радиусы кривизны уменьшаются, то край плиты будет в состоянии сжатия, а внутренняя часть в состоянии растяжения. При этом в соответствующих частях плиты возникают мембранные напряжения, которые вычисляются по формулам (Oxburgh, Turcotte, 1974):

$$\sigma_{\varphi} = E(\varphi^2 - \varphi_0^2) \frac{\varepsilon}{4} (\sin^2 \gamma - \sin^2 \gamma_0)$$

$$\sigma_{\theta} = E (3\varphi^2 - \varphi_0^2) (\sin^2\gamma - \sin^2\gamma_0),$$

где  $\sigma_{\varphi}$  и  $\sigma_{\theta}$  - мембранные напряжения;  $E=1.7 \times 10^{12}$  дин/см<sup>2</sup> - модуль Юнга;  $\varphi$  - угловое расстояние данной точки от центра плиты (Кокс, Харт, 1989);  $\varphi_0$  - угловое расстояние от центра круглой плиты до ее границ или половина угла, стягивающего границы плиты (угловое расстояние определяется от условного центра Земли);  $\varepsilon = 0.00335$  эксцентриситет Земли;  $\gamma$  - широта данной точки в настоящее время;  $\gamma_0$  - широта точки на время реконструкции.

Оценим величину мембранных напряжений в Тихоокеанской плите при ее перемещении в северном направлении. Поскольку она имеет неправильную форму, ее центр и угловой радиус определяются достаточно приближенно. Исходя из существующей геометрии Тихоокеанской плиты, выберем условный ее центр в районе с координатами 0° и 150° в.д. Угловое расстояние от выбранного центра плиты до северной границы составляет приблизительно 60°, до южной границы - примерно столько же; расстояние до восточной границы равно примерно 45°, но в северо- и юго-восточном направлениях быстро возрастает примерно до 60°. В юго-западном направлении плита имеет вогнутую границу, что уменьшает в этой области угловое расстояние до «центра» плиты примерно до 30-40°. Так как исследуемый регион близок именно к этой области, механическая и геодинамическая обстановка здесь может оказаться более сложной, чем в районах с более простой формой границ. В силу принципа Сен-Венана, который гласит, что напряженное и деформированное состояние не зависит от детального характера распределения удаленных сил (Седов, 1984), влиянием деталей изменения конфигурации удаленных границ можно пренебречь. Кроме того, необходимо иметь в виду, что увеличение площади Тихоокеанской плиты за геологическое время может оказать весьма существенное влияние на параметры напряженно-деформированного состояния. Тем не менее, в первом приближении упрощенная мембранная модель здесь вполне применима. Для простоты расчетов будем полагать, что рассматриваемая в данной работе область формирования подводных гор на первом этапе своего развития находится вблизи центра движущейся к экватору плиты. При  $\gamma =$

20°-30° растягивающие напряжения  $\sigma_{\varphi}$ ,  $\sigma_{\theta}$  достигают 150-300 бар.

Вторым механизмом образования мембранных напряжений в данной задаче при движении от высоких широт к низким является сжатие за счет гравитационного соскальзывания при изгибе плиты (Сорохтин, Ушаков, 1993). Для движения, связанного с неровностью астеносферного выступа, напряжения определяются по формуле:

$$\sigma = (\rho_{\text{л}} - \rho_{\text{в}})g \Delta h + (\rho_{\text{а}} - \rho_{\text{в}}) g \Delta h,$$

где  $\rho_{\text{л}}$ ,  $\rho_{\text{а}}$ ,  $\rho_{\text{в}}$  - плотности литосферы, астеносферы, воды;  $g$  - ускорение силы тяжести;  $\Delta h$  - максимальное отклонение литосферы от равновесного положения;  $H, d$  мощности астеносферы и литосферы (Артюшков, 1979, где приведена оценка  $\frac{H}{2d} \sim 1$ ). Взяв  $\Delta h \sim 300$  м (Сорохтин, Ушаков, 1993), получаем  $\sigma_{\text{сжим.}} \sim 140$  бар. К этому добавляется напор магмы, находящейся ниже равновесного уровня, определяемый по формуле  $\sigma_z = g\rho\Delta h$  и для  $\Delta h \sim 300$  м составляющий порядка 90 бар, в результате чего при образовании трещин магма будет двигаться вверх.

Результирующие мембранные растягивающие напряжения, возникающие за счет взаимодействия этих двух механизмов, могут достигать первых сотен бар. Сравнивая полученные оценки напряжений с характеристиками прочности литосферы (Лобковский, 1988), изменяющимися от сотен бар в хрупкой верхней ее части до нескольких килобар - в нижней, можно видеть, что возникающие напряжения близки к пределу прочности верхних слоев литосферной плиты. Кроме того, мембранные напряжения, может быть, в ряде случаев и недостаточные сами по себе для образования разломов в литосфере, могут усиливать уже имеющиеся в плите напряжения, принимающие достаточно большие значения (Шерман, Днепровский, 1989), и служить «спусковым крючком» в случаях, когда напряжение в каких-либо частях плиты близко к предельному. В настоящее время не представляется возможным провести математически точное, но физически мало обоснованное тщательное вычисление напряжений в земной коре только по какому-либо одному механизму. Тем не менее, из приведенных оценок видно, что возникающих за счет мембранного эффекта напряжений в Тихоо-

кеанской плите может быть достаточно для ее разрыва и возникновения в ней крупных магматических каналов.

В результате нарушения целостности плиты при сжатии, в ней должна возникать система разломов, расположенных под углами  $\leq 45^\circ$  к направлениям максимального главного сжимающего напряжения (по критерию Кулона Мора). В зависимости от исходного напряженного состояния, разломы имеют различные направления. В точках их пересечения и могут возникать глубокие каналы, по которым лава изливается на поверхность, формируя вулканические конусы. При этом расстояние между отдельными вулканами будет соизмеримо с мощностью литосферы в данном месте. Основные нарушения сплошности литосферы наиболее часто возникают там, где влияние кривизны Земли сказывается особенно сильно. Для Тихоокеанской плиты это приблизительно  $20^\circ$ - $30^\circ$  ю.ш., где сейчас расположено большинство архипелагов вулканического происхождения. Именно на этих широтах в середине мелового периода возникли многочисленные вулканические острова, превратившиеся в позднем мелу в плосковершинные горы. К настоящему времени все гайоты этого возраста уже переместились в северное полушарие (Сорохтин, Ушаков, 2002).

В свете наших предположений с учетом влияния мембранного эффекта рассмотрим подробнее распределение подводных гор на дне ЗТППГ. Абстрагируясь от так называемой «провинциальной» принадлежности к тем или иным структурам, можно видеть (рис. 2), что большая часть вулканов располагается достаточно закономерно, образуя протяженные цепи двух основных направлений – западного и северо-западного. Вулканы этих цепей могут соответствовать двум системам предполагаемых разломов. Одни – могут быть обусловлены процессами растяжения при перемещении плиты из высоких широт в низкие. Растяжение и образование разломов сопровождается вулканизмом не только на концах разломов, но и между ними (распределение возрастов на рис. 2). Позже, как реакция на сжатие (может, и при соскальзывании с астеносферного выступа) по критерию Кулона Мора формируются разломы поперечного направления. Зачастую эти разломы не проявляются в рельефе, а могут быть выявлены сейсмическими методами. Вместе с продольными они образуют ромбовидную сеть локальных разломов. Как

вдоль них, так и в точках пересечения также формируются вулканические конусы. Они могут оказаться в пределах основной (продольной) цепи, но возраст их будет моложе соседних. Такая ситуация наблюдается и в системе Магеллановых подводных гор, и в Маршалловых островах, и даже в горах Маркус Уэйк.

## ЮТИТА И ВУЛКАНЫ ФРАНЦУЗСКОЙ ПОЛИНЕЗИИ

Траектории движения некоторых подводных гор ЗТППГ и палеорекострукции их положения на момент образования (рис. 1) (Матвеевков и др., 1997; Smith et al., 1989; Staudigel et al., 1991) показывают, что вулкан Химу возник в районе о. Руруту, а гайот Хемлер около атолла Раротонга (Smith et al., 1989). Гайоты Влиндер, Пако (Находка (Рашидов и др., 2003)) и ИОАН начали функционировать в районе между островами Самоа, Раротонга и Общества (Koppers et al., 1998). Это свидетельствует о том, что вулканы мелового возраста, расположенные ныне около 10-15 с.ш., образовались в районе современной Французской Полинезии, где сейчас существует несколько цепей подводных гор и островов (Маркизские о-ва, о-ва Общества, Кука, цепь Питкерн-Туамоту и др.). Здесь, по мнению многих исследователей, расположена так называемая Южно-Тихоокеанская Изотопная и Термическая Аномалия (ЮТИТА) (рис. 1). Глубины дна в этом регионе существенно меньше тех, которые обусловлены нормальным погружением остывающей литосферы. Скорости прохождения продольных сейсмических волн в этой области ниже, чем в других регионах Тихого океана (Nishimura, Forsyth, 1985). В области ЮТИТА наблюдается отрицательная гравитационная аномалия в свободном воздухе (McNutt, Judge, 1990). По мере увеличения возраста от современного на Восточно-Тихоокеанском Поднятии до более 80 млн. лет – на западе, литосфера опускается медленнее, чем предсказано моделью, хорошо соответствующей батиметрическим данным и данным теплового потока для других океанов. Кроме того, термическая мощность литосферы в зоне ЮТИТА оценивается всего лишь в 70 км по сравнению со 125 км в северной части Тихого океана (Calmant, Cazenave, 1987; McNutt, Fischer, 1987). Наконец, здесь отмечается высокая концентрация «горячих точек». По

мнению некоторых исследователей, эта аномальная зона существует около 120 млн. лет (Smith et al., 1989). Перечисленные особенности, вероятно, являются следствием избыточного прогрева верхней мантии, которая поддерживает утоненную литосферу. В этом регионе выделяются 30% процентов теплового потока, вырабатываемого всеми «горячими точками» на планете. Все это не могло не сказаться на особенностях вулканизма этого региона.

Из табл. 2 и рис. 3 видно, что продолжительность вулканической деятельности в районе Французской Полинезии (исключая о-ва Туа-моту и Маркизские о-ва) составляет почти 40 млн. лет.

В настоящее время в этом регионе существуют две активные «горячие точки» - подводный вулкан Макдональд (Johnson, 1970) и остров Питкерн с возрастом самых молодых вулканитов 0.46 - 0.63 млн. лет (Duncan et al., 1974). До недавнего времени он считался потухшей «горячей точкой», но последние исследования показали примерно в 80 км к восток-юго-востоку от него наличие следов подводной вулканической деятельности (Stoffers, 1990). Полагают, что именно эти две «горячие точки» ответственны за формирование цепей Питкерн - о-ва Гамбье - о-ва Общества и Тубуаи (Австралийские) о-ва Кука (Южные).

Рассматривая распределение возрастов по простиранию первой структуры от «горячей точки» о. Питкерн в северо-западном направлении до о-вов Общества (табл. 2, рис. 3), видно, что в пределах архипелага Гамбье наиболее древним вулканическим сооружением является атолл Фангатауфа (почти 13 млн. лет). К востоку и западу от него располагаются более молодые группа о-вов Гамбье (5 - 7 млн. лет) и атолл Морура (9.5 - 11.8 млн. лет).

Северо-западнее о-вов Гамбье, на расстоянии примерно 700 км от них, находится группа о-вов Общества. Их возраст изменяется от 0.4 до 6.1 млн. лет. В пределах этой цепи наблюдается более или менее закономерное увеличение возраста вулканизма с востока на запад. В целом же эта более молодая структура находится по отношению к «горячей точке» Питкерн дальше и западнее, чем более древние о-ва Гамбье. Есть мнение, что о-ва Общества образованы другой, самостоятельной «горячей точкой» (Calmant, Cazenave, 1986).

Особый интерес представляют подводные горы Тарава (или Саваннах), расположенные всего в 200 км южнее о-вов Общества и исследо-

ванные в 1996 г. (Clouard et al., 2003). Это цепь подводных гор длиной около 700 км, включающая 18 вулканических сооружений, среди которых пять гайотов, шесть изолированных подводных гор конической формы и небольшие хребты. Высота многих вулканических построек достигает 3 - 3.5 км. Подводные горы Фафа Пити и Пуну Таипу датированы. Их возраст значительно отличается от позднемиоценовых о-вов Общества и составляет 43.5 и 36.1 млн. лет. Предполагается, что своим происхождением они обязаны ныне потухшей «горячей точке», активной в течение короткого периода времени (Clouard et al., 2003).

Результатом действия второй «горячей точки» в этом регионе, расположенной под подводной горой (п. г.) Макдональд, является длинная (примерно 2000 км) цепь подводных и надводных вулканов, объединяющая о-ва Кука (Южные) и архипелаг Тубуаи с прилегающими к ним подводными горами (Австралийские). Наиболее древним и надежно датированным проявлением вулканизма в цепи о-вов Кука является раннемиоценовое извержение щелочных базальтов на о. Мангая - от 19.3 до 18.0 млн. лет. В среднем и позднем миоцене вулканическая активность имела место вдоль линейной группы островов севернее о. Мангая, возможно, даже на существовавших ранее вулканах. В этой группе наиболее древними породами являются щелочные оливиновые базальты с о. Митиаро ( $\geq 12.3$  млн. лет); чуть моложе - щелочные базальты о. Атиу (8.0 до  $\geq 10.0$  млн. лет), нефелинит и щелочной базальт с о. Аитутаки (8.0 -  $\geq 8.4$  млн. лет) и щелочной оливиновый базальт с о. Мауаке ( $\geq 6.4$  млн. лет). На о. Аитутаки и о. Паротонга вулканизм возобновлялся в период с 1.9 до 0.7 млн. лет и 2.3-1.6 млн. лет, соответственно. На о. Мангая вулканизм, по-видимому, был относительно непрерывный, в то время как на о. Атиу извержения происходили дважды: около 8 и 10 млн. лет назад. Как видно на рис. 3, между островами Мауаке и Аитутаке (это самый западный из островов), лежащими на одной прямой, находится о. Митиаро, возраст которого ( $12.30 \pm 0.40$  млн. лет) старше обоих соседних. Расположенные к югу от них о. Мангая и о. Атиу имеют такие возрасты, что древний находится восточнее молодого, а не наоборот. Остров Риматара является как бы связующим между о-вами Кука и о-вами Тубуаи, и его возраст, надежно не определенный, колеблется в широком диапазоне от 4.8 до 28.6 млн. лет (табл. 2).

КАЧЕСТВЕННАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЦЕПЕЙ ПОДВОДНЫХ ГОР

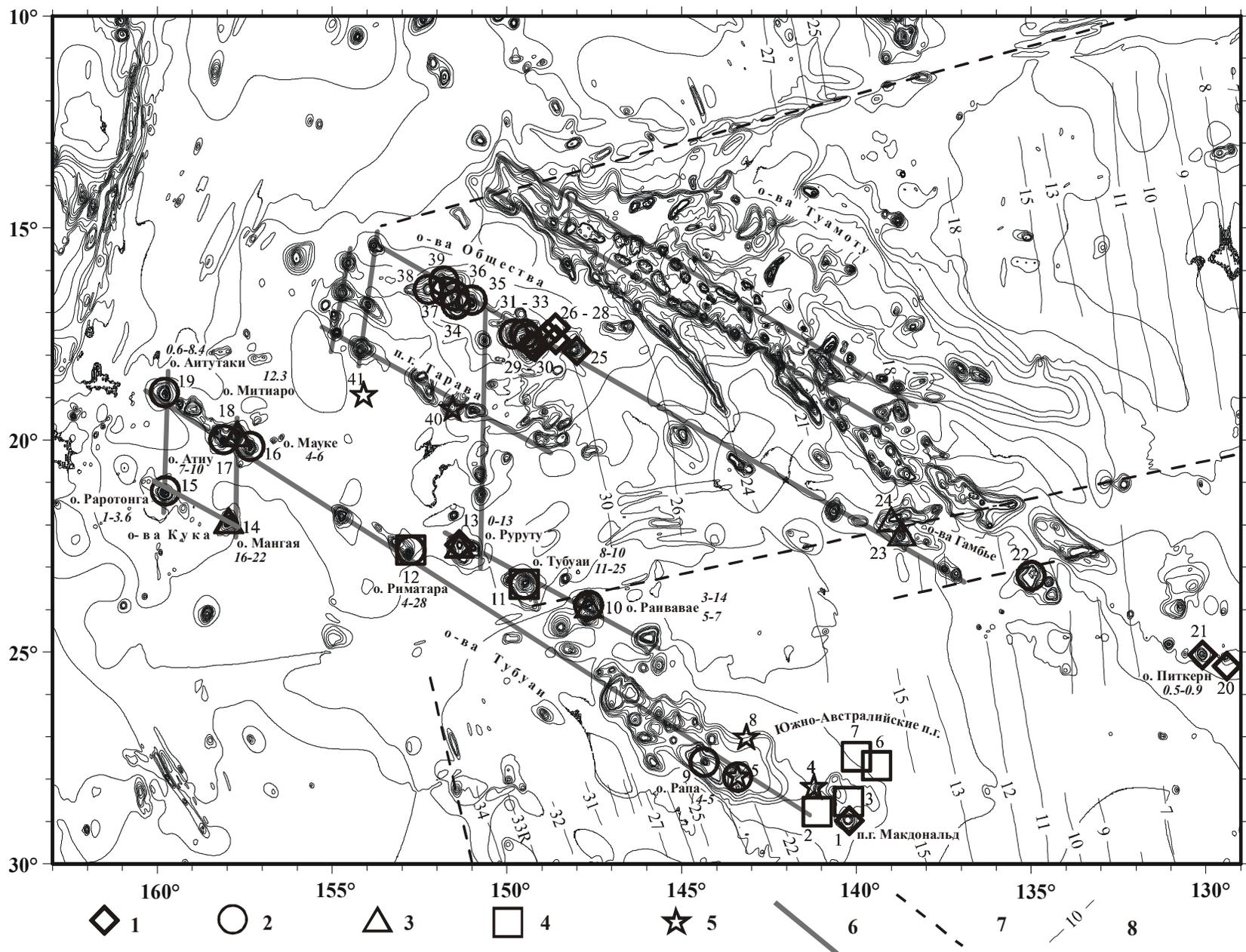
Таблица 2. Возраст подводных гор и островов Французской Полинезии

№	Название	Координаты		Интервал определения возраста, млн лет	Литература
		широта	долгота		
1	2	3		4	5
<b>Подводные горы и острова архипелага Тубуаи (Австралийские)</b>					
1	Макдональд	28°59'ю. – 140°15'з.		Современный	Johnson, 1970
2	Ра	28°46'ю. – 141°07'з.		27.50 – 29.21 ± 0.61	McNutt et al., 1997
3	Мэйк	28°32'ю. – 140°13'з.		25.58 ± 1.01 – 27.70	McNutt et al., 1997
4	Аурека	28°12'ю. – 141°13'з.		28.80 – 31.30 ± 0.74	McNutt et al., 1997
5	Маротири	27°57'ю. – 143°36'з.		3.18 ± 0.48 – 5.44 ± 0.27; 31.95 ± 0.82 – 39.60*	McNutt et al., 1997; Duncan, Clague, 1985
6	Эвелин	27°41'ю. – 139°25'з.		24.20 – 26.10	McNutt et al., 1997
7	Херема	27°28'ю. – 140°00'з.		22.47 ± 1.48 – 23.40	McNutt et al., 1997
8	Опу	27°02'ю. – 143°09'з.		31.70 – 39.10	McNutt et al., 1997
9	о. Рапа	27°36'ю. – 144°22'з.		4.13 ± 0.21 – 5.20 ± 1.70	Duncan, Clague, 1985
10	о. Раивавае	23°54'ю. – 147°40'з.		5.52 ± 0.09 – 7.57 ± 0.12; 3.30 ± 3.0 – 14.1 ± 1.0*	Duncan, McDougall, 1976; Calmant, Cazenave, 1986
11	о. Тубуаи	23°24'ю. – 149°27'з.		8.43 ± 0.15 – 10.60 ± 0.21; 10.80 ± 1.0 – 24.90 ± 10.0	Duncan, McDougall, 1976; Calmant, Cazenave, 1986
12	о. Риматара	22°36'ю. – 152°45'з.		4.78 ± 0.52 – 28.60 ± 1.30	Turner, Jarrard, 1982
13	о. Руруту	22°28'ю. – 151°22'з.		0.60 ± 0.03 – 12.98 ± 0.65	Duncan, McDougall, 1976
<b>Острова Кука (Южные)</b>					
14	о. Мангая	21°54'ю. – 157°58'з.		16.6 ± 0.8 – 21.9 ± 0.8	Calmant, Cazenave, 1986; Turner, Jarrard, 1982
15	о. Раротонга	21°12'ю. – 159°46'з.		1.10 ± 0.04 – 3.64 ± 0.15	Turner, Jarrard, 1982
16	о. Мауке	20°09'ю. – 157°21'з.		4.64 ± 0.14 – 6.30 ± 0.20	Turner, Jarrard, 1982
17	о. Атиу	19°59'ю. – 158°06'з.		7.39 ± 0.28 – 10.34 ± 0.6	Turner, Jarrard, 1982
18	о. Митиаро	19°51'ю. – 157°43'з.		12.30 ± 0.40	Turner, Jarrard, 1982
19	о. Аитутаки	18°52'ю. – 159°48'з.		0.66 ± 0.06 – 8.43 ± 0.30	Turner, Jarrard, 1982
<b>Острова цепи Питкерн – Гамбье</b>					
20	о. Питкерн **	25°20'ю. – 129°24'з.		Наблюдаемое извержение	Stoffers et al., 1990
21	о. Питкерн	25°04'ю. – 130°06'з.		0.5 – 0.9	Duncan et al., 1974
22	о-ва Гамбье	23°12'ю. – 135°00'з.		5.20 ± 0.2 – 7.15 ± 0.25	Jarrard, Clague, 1977
23	а. Фангатауфа	22°12'ю. – 138°42'з.		9.64 ± 0.1 – 12.95 ± 0.2	Guillou et al., 1993
24	а. Моруроа	21°52'ю. – 139°00'з.		9.45 ± 0.1 – 11.77 ± 0.1	Gillot et al., 1992

## Продолжение таблицы 2.

1	2	3	4	5
<b>Острова Общества</b>				
25	о. Мехетиа	17°54'ю. – 148°00'з.	0.03 ± 0.01 – 0.55 ± 0.01	Binard et al., 1993
26	о. Рокард	17°38'ю. – 148°36'з.	0.15 ± 0.00 – 0.54 ± 0.01	Diraison et al., 1991
27	о. Теахитиа	17°31'ю. – 148°50'з.	0.05 ± 0.01 – 0.38 ± 0.01	Diraison et al., 1991
28	Моуа Пихаа	17°21'ю. – 148°37'з.	0.16 ± 0.04 – 0.51 ± 0.15	Diraison et al., 1991
29	о. Таити-Ити	17°48'ю. – 149°12'з.	0.45 ± 0.01 – 0.95 ± 0.18	Duncan et al., 1994
30	о. Таити-Ити	17°46'ю. – 149°18'з.	0.38 ± 0.02 – 0.48 ± 0.06	Duncan, McDougall, 1976
31	о. Таити-Нуи	17°36'ю. – 149°24'з.	0.23 ± 0.00 – 2.29 ± 0.11	Diraison et al., 1991; Hildenbrand et al., 2004
32	п. г. Таити-Нуи	17°30'ю. – 149°30'з.	1.14 ± 0.34 – 3.68 ± 0.55	
33	о. Моореа	17°30'ю. – 149°48'з.	1.15 ± 0.02 – 2.45 ± 0.12	Duncan, McDougall, 1976; Diraison et al., 1991
34	о. Раиагеа	16°48'ю. – 151°27'з.	2.38 ± 0.16 – 5.60 ± 0.42	Duncan, McDougall, 1976, Diraison et al., 1991
35	о. Хуахине	16°42'ю. – 151°00'з.	2.01 ± 0.02 – 4.99 ± 0.25	Duncan, McDougall, 1976; Diraison et al., 1991
36	о. Тахаа	16°36'ю. – 151°30'з.	2.56 ± 0.04 – 4.12 ± 0.21	Duncan, McDougall, 1976; Diraison et al., 1991
37	о. Бора Бора	16°30'ю. – 151°45'з.	3.12 ± 0.05 – 6.08 ± 0.16	Duncan, McDougall, 1976; Diraison et al., 1991
38	Маупити	16°27'ю. – 152°15'з.	3.94 ± 0.06 – 5.54 ± 0.28	Duncan, McDougall, 1976; Diraison et al., 1991
39	а. Тупаи	16°15'ю. – 151°48'з.	3.62 ± 0.18 – 3.70 ± 0.18	Diraison et al., 1991
<b>Подводные горы Тарава</b>				
40	Ари'и Моана (Пуно Таипу)	19°15'ю. – 151°30'з.	35.90 ± 0.5	Clouard et al., 2003
41	Фафа Пити	18°57'ю. – 154°06'з.	43.50 ± 0.6	Clouard et al., 2003

Примечание. \* - возможна повторная фаза вулканизма; \*\* - следы подводного извержения в 80 км к восток-юго-востоку от острова.



**Рис. 3.** Подводные горы Французской Полинезии. 1 - подводные горы с возрастом моложе 1 млн. лет; 2 - подводные горы с возрастом от 1 до 10 млн. лет; 3 - подводные горы с возрастом от 11 до 20 млн. лет; 4 - подводные горы с возрастом от 21 до 30 млн. лет; 5 - подводные горы с возрастом старше 30 млн. лет; 6 - предполагаемые разломы - оси вулканических цепей; 7 - трансформные разломы; 8 - магнитные аномалии.

Архипелаг Тубуаи и прилежащие к нему Австралийские подводные горы представляет не меньший интерес, чем о-ва Общества и соседние с ними подводные горы Тарава. Здесь, как в случае с о-вами Общества, рядом с современной активной п. г. Макдональд располагается несколько вулканических сооружений с возрастными от 23.4 до 39.1 млн. лет. Фактически южные Австралийские вулканы состоят из трех различных цепей, имеющих разные возрастные характеристики. Детальное картирование показало, что в добавление к цепи Макдональд имеются две другие линии вулканов Нгатемато и Таукина (McNutt et al., 1997).  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  датирование пород с этих вулканов показывает, что извержения в цепи Нгатемато происходили более 30 млн. лет назад на литосфере, которая была в то время только на 10 млн. лет старше. Эта цепь состоит из низких эшелонированных хребтов, сложенных слабо обогащенными толеитовыми базальтами, сильно отличающимися от толеитов рифтовых зон и крайне щелочных пород вулканов цепи Макдональд. Древний возраст цепи Нгатемато подтверждается данными непрерывного сейсмоакустического профилирования, показавшими значительные мощности пелагических осадков. Небольшая цепь толеитовых вулканов Таукина извергалась лишь немногим позже. В отношении происхождения некоторых гор этой структуры существует мнение, что они являются не продуктом деятельности «горячей точки», а следствием тектонических процессов, вызванных неравномерностью распределения напряжений в литосфере при подводных извержениях (McNutt et al., 1997).

В целом детальные возрастные определения показали, что из 11 датированных островов всей структуры Тубуаи Кука только 5 более или менее соответствуют гипотезе единичной «горячей точки», расположенной в настоящее время под подводной горой Макдональд. Это острова Рапа, Раивавае, Тубуаи, Руруту (арх. Туамоту) и Мангая. Два острова (Митиаро и Риматара) имеют недостаточно надежные возрастные определения. Четыре острова (Аитутаке, Паротонга, Атиу и, вероятно, Мауке) имеют возраст значительно моложе того, который может соответствовать этой «горячей точке». Ясно, что гипотеза единичной «горячей точки» не может объяснить такой разброс возрастов вулканизма в этой цепи. Поэтому необходимо допустить существование, по крайней мере, трех «горячих

точек», расположенных около п.г. Макдональд и о-вов Руруту и Паротонга (Turner, Jarrard, 1982).

Анализ рельефа дна во Французской Полинезии показывает, что здесь, так же как и в ЗТППГ выделяется несколько цепей вулканических сооружений северо-западного простирания, соответствующего в целом направлению движения Тихоокеанской плиты со среднего-позднего эоцена до настоящего времени. Они также могут быть приурочены к протяженным глубинным разломам растяжения, обусловленным мембранным эффектом. Разломы меридионального простирания, к которым тяготеют более короткие цепочки гор и в точках пересечения которых возникли вулканы, выражены более или менее четко только в западной части провинции (рис. 3). Все разломы образуют такую же ромбовидную систему, как в ЗТППГ, только она менее ярко выражена. Причина, по всей видимости, состоит в том, что большая часть коры еще находится в пределах ЮТИТА, а формирование глубинных меридиональных разломов началось только после прохождения литосферы региона через центральную часть этой аномальной зоны. В этот момент времени напряжения растяжения начинают сменяться напряжениями сжатия. По мере приближения к экватору напряжения сжатия будут играть все более существенную роль. Это вызовет дальнейшее развитие разломов меридионального простирания, что, в свою очередь, приведет к усилению вулканической деятельности. В конечном итоге может возникнуть ситуация, которая существовала здесь еще в меловое время, когда эту аномалию проходила территория ЗТППГ (рис. 2).

## ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ

Попытаемся с позиций мембранной тектоники в общих чертах восстановить историю формирования подводных гор Западной Тихоокеанской провинции и сопоставить ее с историей вулканизма во Французской Полинезии. Согласно палеорекострукциям (Koppers et al., 1998; Renkin, Sclater, 1988; Smith et al., 1989), образование океанической коры в районе Магеллановых подводных гор началось более 170 млн. лет назад в южном полушарии в районе примерно  $30^\circ - 40^\circ$  ю.ш.

К моменту возникновения самых древних подводных гор этого региона Лук и Ита Маи Таи (примерно 150 - 130 млн. лет назад) мощ-

ность океанической литосферы в этом аномальном регионе составляла менее 40 км, а плита достигла к этому времени широты порядка 20° ю.ш., где в настоящее время находится ЮТИТА и вулканические острова Французской Полинезии. Можно предположить, что в это время при переходе сравнительно маломощной жесткой плиты из высоких широт в более низкие и в процессе надвигания литосферной плиты на аномальный астеносферный выступ геоида, подтвержденный гравитационной аномалией в области ЮТИТА, произошла первая мощная разгрузка напряжений в океанической коре и литосфере, вызвавшая сначала образование глубоких разломов, субпараллельных движению плиты, а затем подводные извержения, в результате которых образовались упомянутые горы. Примерно в это же время образовались самая северная в Магеллановой цепи гора Химу (117 - 121 млн. лет) и гора МИТ (118 - 121 млн. лет) в структуре Маркус-Уэйк. Эти три горы лежат практически на одной линии предполагаемого нами глубинного разлома. Палеомагнитные расчеты для некоторых Магеллановых подводных гор подтверждают, что они сформировались около 20 ю.ш. (Брусиловский и др., 1992). Вулканы этой провинции извергались в подводных условиях, о чем свидетельствуют подушечные структуры базальтов, характерные корки закалывания, отсутствие хорошо окатанных или покрытых окислами обломков. Вершины гайотов, как правило, покрыты гиалокластитам, свидетельствующими о взрывном характере вулканизма при извержениях на малых глубинах (Staudigel et al., 1991).

При прохождении плиты через область ЮТИТА она начала «соскальзывать» с астеносферного выступа. В районе 10 ю.ш. примерно 100 - 80 млн. лет назад (рис. 1) в ее толще напряжения растяжения стали сменяться напряжениями сжатия, при котором активизируются уже поперечные разломы, и возникает сеть пересекающихся вулканических цепей. Как показывают траектории движения подводных гор, наиболее поздние проявления вулканизма фиксируются при достижении регионом ЗТППГ экватора. Характерно, что эти вулканы начинают функционировать в пределах ранее сформировавшихся глубинных разломов, иногда даже на ранее возникших вулканах. Судя по имеющимся возрастным данным, период активного вулканизма в этой провинции продолжался около 50 млн. лет (со 130 до 80 млн. лет).

За это время практически полностью оформился характер распределения подводных гор Западной Тихоокеанской провинции. На период 70 - 80 млн. лет приходится фактически завершение вулканической деятельности в этом регионе.

Новая вспышка вулканизма в области ЮТИТА началась спустя 20 млн. лет, когда возникли вулканы архипелага Туамоту, а еще через 10 млн. лет подводные горы в районах архипелагов Тубуаи и Общества.

Распределение возрастов вулканизма во Французской Полинезии (табл. 2, рис. 3) показывает, что первые интенсивные подводные извержения в этом регионе произошли примерно 45 млн. лет назад в районе гор Тарава и около 40 млн. лет назад в Южно-Австралийских подводных горах, удаленных друг от друга примерно на 1000 км. Некоторые исследователи склонны считать, не исключая впрочем, тектонического фактора, что очагом образования гор Тарава могла быть коротко живущая «горячая точка», располагавшаяся в р-не 30 ю.ш и 120 - 123 в.д., а причиной возникновения Южно-Австралийских подводных гор могла быть «горячая точка», расположенная восточнее подводных гор Фаундейшн на склоне срединно-океанического хребта (McNutt et al., 1997; O'Connor et al., 1998). Мы же полагаем, что механизм формирования архипелагов Французской Полинезии такой же, как и различных структур в Западной Тихоокеанской провинции, т.е. они могли стать следствием очередной мощной разгрузки напряжений при движении плиты через область ЮТИТА.

Как известно, эта зона занимает обширную территорию от о-вов Самоа на западе до о. Пасхи на востоке (рис. 1), при этом ее длинная ось параллельна движению Тихоокеанской плиты (Staudigel et al., 1991). Мы попытались реставрировать процессы образования подводных вулканов этой провинции.

Можно предположить, что на начало вулканической деятельности в районе гор Тарава повлияли два существенных фактора: формирование крупного вулканического поднятия Туамоту ихождение этого участка плиты через область ЮТИТА, где мощность литосферы понижена (Calmant, Cazenave, 1987; McNutt, Fischer, 1987). Известно, что поднятие Туамоту начало формироваться около 60 млн. лет назад примерно в 600 км от оси срединного хребта на литосфере возраста 10 - 20 млн. лет (Ito et al.,

1995). Ее мощность на это время оценивается (Сорохтин, Ушаков, 1993) равной от 24 до 33 км. К 40 млн. лет вулканические процессы на этом поднятии, длившиеся примерно 20 млн. лет, стали затухать. В то время оно представляло собой структуру протяженностью более 1000 км и шириной 100–200 км, возвышавшуюся над окружающим дном на 2–3 км. Учитывая влияние ЮТИТА, можно считать, что мощность литосферы в этом районе на то время не превышала 20 км. Определения абсолютного возраста базальтов с поверхности горы Фафа Пити дали величину 43.5 млн. лет. Принимая во внимание, что сооружение крупного вулканического конуса занимает от 5 до 7 млн. лет (Abdel-Monem, Gast, 1967; Macdonald, Katsura, 1974; McDougall, 1979; Pringle et al., 1991), можно считать, что вулканизм в районе гор Тарава, а, следовательно, нарушение целостности литосферы и образование глубинных разломов начались около 50 млн. лет назад, когда формировалась северная и центральная часть протяженного поднятия Туамоту (Ito et al., 1995). Вес уже сформированной части поднятия был достаточно велик, чтобы оказать влияние на прочность литосферы. Под его воздействием в прилегающей к нему области начинаются процессы деформации и дробления литосферы, что в конечном итоге привело к возникновению гор Тарава и вулкана Фафа Пити, в частности. О возможности подобного влияния тектоники на образование подводных вулканов отмечалось в работе (Jordahl et al., 2004). Литосфера, на которой сейчас расположены Южно-Австралийские горы, к тому времени еще не подошла к зоне ЮТИТА. Она достигла ее, спустя 10 млн. лет после возникновения горы Фафа Пити (рис. 4а). Если положение этой горы тяготеет к центральной части аномальной области и траектория ее движения близка к осевой зоне ЮТИТА, то формирование Южно-Австралийских гор началось на ее южной периферии. В этом месте надвигание относительно тонкой литосферы на аномальный астеносферный выступ привело к образованию глубинного разлома, на конце которого практически одновременно образовались подводные вулканы Опу и Маротири. По мере движения плиты в северо-западном направлении разломы гор Тарава и Южно-Австралийских гор продолжали поставлять на поверхность вулканические расплавы, формируя соответствующие цепи гор. Интересно отметить, что начало вулканизма в

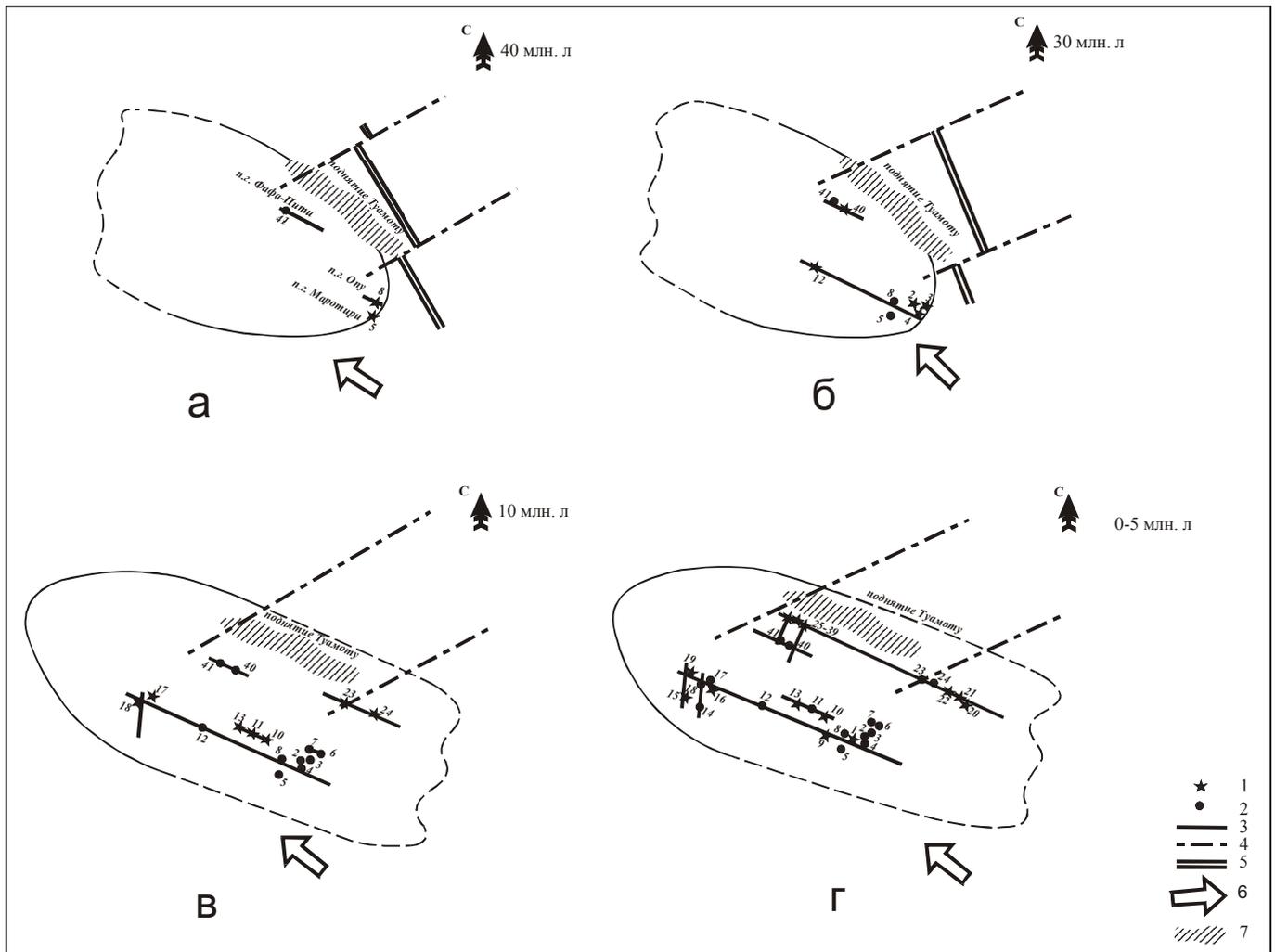
этом регионе совпадает по времени с изменением направления движения Тихоокеанской плиты с северного на северо-западное. Это изменение отразилось в изменении структуры Гавайско-Императорского хребта.

К концу раннего олигоцена (30 млн. лет, рис. 4б) наиболее интенсивные вулканические процессы отмечались в районе Южно-Австралийских подводных гор. Здесь продолжалось формирование вулканических хребтов Нгатемато и Таукина. Вероятно, что интенсивный вулканизм именно в осевой части ЮТИТА обусловлен наименьшей мощностью литосферы по сравнению с ее периферическими частями. На некотором удалении от этого мощного очага вулканизма на продолжении разлома возник подводный вулкан Риматара. Что касается вулканов Тарава, то отсутствие определений возраста для большинства гор затрудняет описание истории вулканизма в этой структуре.

В течение последующих 20 млн. лет вулканические процессы развивались на различных участках территории, занятой современной Французской Полинезией. Деформации растяжения в центральной части территории и деформации сжатия на периферийных участках при прохождении литосферы через область ЮТИТА и так называемые «критические широты» (20°–30°), где влияние кривизны поверхности Земли сказывается наибольшим образом (Сорохтин, Ушаков, 1993), привели к интенсивному развитию уже существовавших с эоцена-олигоцена мощных разломов. Вероятно, в это же время начинают закладываться поперечные разломы, которые возникли уже после прохождения литосферы через центральную часть аномальной области.

На рис. 4в представлено распределение потухших и действовавших вулканов в начале позднего миоцена (10 млн. лет). К этому времени прекратились подводные извержения в районе цепей гор Нгатемато и Таукина. Не исключено, что за этот период на некоторых конусах могли произойти повторные извержения, как, например, на о. Тубуаи или о. Риматара. Действующие вулканы начали образовывать архипелаги Тубуаи, Гамбье и Кука (Южные), причем в последнем самые древние излияния имеют возраст от 22 до 16 млн. лет (о. Мангая). Очевидно, в процессах вулканизма в этой провинции не последнюю роль сыграли трансформные разломы. Особенно сильно сказалось влияние Австралийского трансформного разлома.

## КАЧЕСТВЕННАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЦЕПЕЙ ПОДВОДНЫХ ГОР



**Рис. 4.** Схема развития вулканизма в области Южно-Тихоокеанской Изотопной и Термической Аномалии: а - 40 млн. лет назад; б - 30 млн. лет назад; в - 10 млн. лет назад; г - в период от 5 млн. лет назад до современности. 1 - действующие вулканы на время реконструкции; 2 - сформировавшиеся вулканы ко времени реконструкции; 3 - предполагаемые разломы - оси вулканических цепей; 4 - трансформные разломы; 5 - положение срединного хребта; б - направление движения Тихоокеанской плиты; 7 - предполагаемое положение поднятия Туамоту. Номера на схеме соответствуют номерам на рис. 3 и в табл. 2.

В узлах его пересечения с предполагаемыми мощными продольными разломами возникли сначала о. Тубуаи (11-25 и 8-10 млн. лет) и о. Раивавае (3-14 и 5-7 млн. лет) в системе Южно-Австралийские подводные горы Тубуаи, а затем а. Фангатауфа (9-13 млн. лет) и а. Моруроа (9-12 млн. лет) в о-вах Гамбье.

Имеющиеся возрастные данные свидетельствуют о том, что наиболее интенсивные извержения произошли в этом регионе в течение плиоцена-плейстоцена (таб. 2, рис. 4з). О масштабах вулканизма в этот период можно судить по тому, что из всех датированных подводных и надводных сооружений Французской Полинезии почти половина сформировалась за последние 5 млн. лет. Кроме того, этот период ха-

рактеризуется мощной разломной тектоникой. Здесь не только увеличиваются заложившиеся еще в эоцене-олигоцене разломы северо-западного простирания, но начинают формироваться секущие их меридиональные разломы. В точках пересечения образуются новые молодые вулканические постройки. Вероятно, не без влияния этой сетки разломов возникли острова Общества, в которых только за последний миллион лет образовалось 6 надводных вулканов. Отмечены также повторные извержения, в частности, на некоторых островах Кука и Тубуаи. Все же преобладают северо-западные разломы, поскольку территория Французской Полинезии еще не вышла за пределы ЮТИТА, и напряжения сжатия сказываются здесь не так сильно, как в ЗТППГ.

В настоящее время в районе Французской Полинезии существуют два активных подводных вулкана: Макдональд и подводная гора к востоку-юго-востоку от о. Питкэрн. Первый расположен вблизи цепей подводных гор Нгатемато и Таукина. Его местоположение приурочено к окончанию предполагаемого нами протяженного разлома, соединяющего о-ва Кука (Южные) и район Южно-Австралийских подводных гор. В этой ослабленной зоне на южной периферии ЮТИТА по прошествии 30 млн. лет вновь отмечается оживление вулканической деятельности. По-видимому, оно может быть вызвано или возобновлением тектонической активности в районе разлома при приближении плиты к области ЮТИТА, или нагрузкой сформированных ранее вулканических цепей, которая вызвала нарушение целостности литосферы в этом районе (McNutt et al., 1997). Второй активный подводный вулкан находится на конце протяженного разлома, на который «нанизаны» острова Общества и Гамбье. Отсутствие вблизи него не только активных, но и потухших вулканов (самые близкие находятся на расстоянии около 200 км) свидетельствует скорее не о спорадически работающей «горячей точке», а о тектоническом происхождении этого вулкана (Stoffers et al., 1990).

Как видно на рис. 3, в пределах Французской Полинезии прослеживаются гипотетические глубинные разломы (и соответственно цепи гор) в основном северо-западного (продольного) направления и гораздо менее выражены разломы меридионального простирания (поперечные). Это обусловлено, вероятно, тем, что эта часть плиты все еще находится на тех широтах, где радиус кривизны земной поверхности играет существенную роль в глубинной тектонике. По этой причине преобладающую роль продолжают играть напряжения растяжения. Как только эта область начнет перемещаться к экватору, преобладающими станут напряжения сжатия, что вызовет образование разломов другого простирания и формирование новых подводных вулканов.

Анализируя распределение датированных подводных и надводных вулканов во Французской Полинезии можно видеть, что на относительно небольшом удалении от древних вулканов располагаются сравнительно молодые вулканические постройки позднемiocенового плейстоценового и современного возраста. Эта ситуация напоминает распределение возрастов

вулканизма в ЗТППГ. Наиболее древние вулканы Ита Май Таи (112 - 120 млн. лет) и Химу (117 - 121 млн. лет), расположенные на разных концах цепи Магеллановых гор, соседствуют с самыми молодыми вулканами D-1 (78 млн. лет), D-4 (74 млн. лет) и ИОАН (86 - 88 млн. лет). В Маршалловых о-вах вулканы Ло-Эн (111 - 114 млн. лет) и Лук (138 - 140 млн. лет) также соседствуют с вулканами Ликелеп, Эниветок, Сильвания, возраст которых значительно моложе (таб. 1). Возможной причиной этого и в том, и в другом случае может быть то, что напряжения в плите были сняты разрывами, возникшими при образовании соответствующих вулканических провинций, и достигли нового максимума спустя 30 - 50 млн. лет.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ возрастных данных по подводным и надводным вулканам в Западной Тихоокеанской провинции и во Французской Полинезии показывает, что их образование не может быть объяснено с позиций теории «горячих точек». Расчеты прочностных свойств литосферы дают основание считать, что наиболее вероятной причиной формирования вулканических сооружений в обоих регионах является возникновение системы мощных разломов в океанической коре и литосфере. Они возникли как следствие разгрузки накопившихся в литосферной плите напряжений. Эти напряжения возникали и накапливались в плите достаточно малой мощности при ее движении по поверхности Земли переменной кривизны. При изменении радиусов кривизны геоида в коре и верхних слоях литосферы происходит перераспределение напряжений. Это приводит к растрескиванию океанической коры и формированию сети расположенных под косыми углами друг к другу локальных разломов. В точках пересечений этих разломов образуются вулканические конусы. При этом может произойти как повторное извержение на уже сформированном ранее вулканическом конусе, так и образование нового, более молодого вулкана между двумя, сформированными ранее. В обоих случаях возрастные характеристики подводных вулканов не будут укладываться в концепцию «горячих точек». Определенный вклад в формирование ромбовидной системы разломов мог вносить аномальный астеносферный выступ, существование которого подтверждено грави-

метрическими данными. При движении плиты и «надвигании» на него астеносферного выступа происходит первая разгрузка напряжений, и вначале образуются продольные глубинные разломы, которые, в общем, подчиняются направлению движения плиты. Это хорошо иллюстрируется вулканическими структурами Французской Полинезии (рис. 3), где острова и подводные горы «нанизаны» на направление движения. При прохождении плиты через 20 - 30° ю.ш., она начинает «соскальзывать» с этого выступа. В этот момент в плите напряжения растяжения начинают сменяться напряжениями сжатия, и возникают поперечные разломы.

Палеорекострукции положения гайотов ЗТППГ показали, что первые проявления вулканизма в этом регионе начались в среднем мелу, в тот период, когда участок литосферной плиты находился в районе 20° ю.ш. в пределах ЮТИТА. На этих же широтах, спустя несколько десятков млн. лет, произошла вторая мощная вспышка вулканизма. Она привела к образованию обширной вулканической провинции Французской Полинезии.

Таким образом, можно полагать, что наиболее вероятной причиной возникновения внутриплитового вулканизма и формирования большинства цепей подводных и надводных вулканов является в первую очередь глубинная тектоника: деформирование и растрескивание литосферы при ее перемещении по поверхности геоида.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 05-05-65102), ДВО РАН (проект 05-3-А-08-104), ФЦП «Интеграция науки и высшего образования России на 2002-2006 гг.» (проект Э0334) и ведущих научных школ (проект №-НШ-2294.2003.5).

#### Список литературы

*Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 328 с.

*Брусилловский Ю.В., Городницкий А.М., Соколов Б.А.,* Вулкано-тектоническая эволюция Магеллановых подводных гор в свете их геомагнитного изучения // Геотектоника. 1992. № 5. С. 96-106.

Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность / Отв. ред. д. г.-м. н. И.Н. Говоров и д. г.-м. н. Г.Н. Батулин. М.: Наука, 1995. 368 с.

*Кокс А., Харт Р.* Тектоника плит. М.: Мир, 1989. 427 с.

*Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.

*Матвеенков В.В., Седов А.П., Волокитина Л.П.* Особенности тектоники и вулканизма сдвиговых границ плит Тихого океана // Вулканология и сейсмология. 2002. № 2. С. 59 - 67.

*Матвеенков В.В., Седов А.П., Приставакина Е.И.* История развития внутриплитового вулканизма Тихого океана за последние 120 млн. лет // Вулканология и сейсмология. 1997. № 4. С. 36 - 49.

*Рашидов В.А., Невретдинов Э.Б., Селянгин О.Б., Невретдинов Эр. Б.* Геолого-геофизические исследования гайотов Магеллановых гор Тихого океана // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. № 1. С. 103 - 126.

*Седов Л.И.* Механика сплошной среды. Т. 2. М.: Наука, 1984. 560 с.

*Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Природа тектонической активности Земли // Итоги науки и техники. Сер. Физика Земли. М.: ВИНТИ, 1993. Т. 12. 292 с.

*Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Развитие Земли. М.: Из-во МГУ, 2002. 560 с.

*Уткин В.П., Ханчук А.И., Михайлик Е.В., Хешберг Л.Б.* Роль сдвиговых дислокаций океанической коры в формировании гайотов Магеллановых гор (Тихий океан) // Докл. АН. 2004. № 5. С. 646-650.

*Шейдеггер А.* Основы геодинамики. М.: Недра, 1987. 384 с.

*Шерман С. И., Днепровский Ю. И.* Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск.: Наука, 1989. 158 с.

*Abdel-Monem A., Gast P.W.* Age of volcanism of St. Helena // Earth and Planet Sci. Lett. 1967. V. 2. № 5. P. 415 - 418.

*Baudin F., Arnaud H., Sager W.W.* Northwestern Pacific atolls and guyots — ODP Leg 143 Preliminary results // Comptes Rendus de l'Academie des Science. 1993. V. 316 (S. 2). P. 505 - 511.

*Bergersen D.D.* Cretaceous hotspot tracks through the Marshall Islands // J. A. Haggerty, I. Premoli Silva, F. Rock, M. K. McNutt. Eds. Proc. ODP, Sci. Results. Vol. 144. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1993. P. 605 - 613.

*Binard N., Maury R. C., Guille G. et al.* Mehetia Island, South Pacific: geology and petrology of the emerged part of the Society hot spot // Journal of

- Volcanology and Geothermal Research. 1993. V. 55. № 3-4. P. 239-260.
- Calmant S., Cazenave A.* The effective elastic lithosphere under the Cook – Austral and Society islands // *Earth and Planet Sci. Lett.* 1986. V. 77. № 2. P. 187-202.
- Calmant S., Cazenave A.* Anomalous elastic thickness of the oceanic lithosphere in the south – central Pacific // *Nature.* 1987. V. 328. № 6127. P. 236-238.
- Clouard V., Bonneville A., Gillot P.-Y.* The Tarava Seamounts: a newly characterized hotspot chain on the South Pacific Superswell // *Earth and Planet Sci. Lett.* 2003. V. 207. № 1-4. P. 117-130.
- Courtilot V., Davaille A., Besse J., Stock J.* Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle // *Earth and Planet Sci. Lett.* 2003. V. 205. № 3-4. P. 295-308.
- Davis A. S., Pringle M. S., Pickthorn L.B. G. et al.* Petrology and age of alkalic lava from the Ratak chain of Marshall Islands // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. P. 5757-5774.
- Diraison C., Bellon H., Leotot C. et al.* L'alignement de la Société (Polynésie française); volcanologie, géochronologie, proposition d'un modèle de point chaud // *Bull. de la Soc. Géol. de France.* 1991. V. 162. № 3. P. 479-496.
- Duncan R. A., Clague D. A.* Pacific plate motion recorded by linear volcanic chains // *The Ocean Basins and Margins. Vol. 7A. The Pacific Ocean.* Ed. A. E. M. Nairn. 1985. Plenum Press. NY. P. 89 – 121.
- Duncan R. A., Fisk M. R., White W. M., Nielsen R. L.* Tahiti; geochemical evolution of a French Polynesian volcano // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 24341-24357.
- Duncan R. A., McDougall I.* Linear volcanism in French Polynesia // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1976. V. 1. № 3. P. 197-227.
- Duncan R. A., McDougall I., Carter R. M., Coombs D. S.* Pitcairn Island – another Pacific hot spot? // *Nature.* 1974. V. 251. № 5477. P. 679-682.
- Gillot P. Y., Cornette Y., Guille G.* Age (K-Ar) et conditions d'édification du socle volcanique de l'atoll de Mururoa (Pacifique Sud) // *Comptes Rendu de l'Académie des Sciences.* 1992. V. 314 (Série II). P. 393-399.
- Guillou H., Brousse R., Gillot P.Y., Guille G.* Geological reconstruction of Fangataufa Atoll, South Pacific // *Mar. Geol.* 1993. V. 110. № 3-4. P. 377-391.
- Hildenbrand A., Gillot P.-Y., Le Roy I.* Volcano-tectonic and geochemical evolution of an oceanic intra-plate volcano: Tahiti-Nui (French Polynesia) // *Earth and Planet Sci. Lett.* 2004. V. 217. № 3-4. P. 349-365.
- Ito G., McNutt M., Gibson R. L.* Crustal structure of the Tuamotu Plateau, 15°S, and implication for its origin // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. № B5. P. 8097-8114.
- Jarrard R. D., Clague D. A.* Implications of Pacific island and seamount ages for the origin of volcanic chains // *Rev. Geophys. Space Phys.* 1977. V. 15. № 1. P. 57-76.
- Johnson R. H.* Active submarine volcanism in the Austral Islands // *Science.* 1970. V. 167. № 3920. P. 977-979.
- Jordahl K. A., McNutt M. K., Caress D. W.* Multiple episodes of volcanism in the Southern Austral Islands: Flexural constraints from bathymetry, seismic reflection, and gravity data // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. № B6. P. 103-115.
- Koppers A. A. P., Staudigel H., Wijbrans J. R.* Dating crystalline groundmass separates of altered Cretaceous seamount basalts by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  incremental heating technique // *Chemical Geology.* 2000. V. 166. № 1-2. P. 139-158.
- Koppers A. A. P., Staudigel H., Wijbrans J. R.* Short-lived and discontinuous intraplate volcanism in the South Pacific: Hot spots or extensional volcanism? // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2003. V. 4. № 10. P. 1-49.
- Koppers A. A. P., Staudigel H., Wijbrans J. R., Pringle M. S.* The Magellan seamount trail: implications for Cretaceous hotspot volcanism and absolute Pacific plate motion // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 163. № 1-4. P. 53-68.
- Lincoln J. M., Pringle M. S., Premoli Silva I.* Early and late Cretaceous volcanism and reef-building in the Marshall Islands // *The Mesozoic Pacific: Geology, Tectonics, and Volcanism.* Eds. M. S. Pringle, W. W. Sager, W. V. Sliter, S. Stein. 1993. Geophys. Monogr. Vol. 77. AGU. Wash., D.C. P. 279-305.
- Macdonald G.A., Katsura T.* Chemical composition of Hawaiian lavas // *J. Petrol.* 1974. V. 5. P. 82 – 133.
- McDougall I.* Age of shield-building volcanism of Kauai and linear migration of volcanism in the Hawaiian island chain // *Earth and Planet Sci. Lett.* 1979. V. 46. № 1. P. 31-42.
- McNutt M. K., Caress D. W., Reynolds J. et al.* Failure of plume theory to explain midplate volcanism in the southern Austral islands // *Nature.* 1997. V. 389. № 6650. P. 479-482.
- McNutt M. K., Fischer K. M.* The South Pacific Superswell // *Seamounts, Islands, and Atolls.* Eds. B. H. Keating, P. Fryer, R. Batiza, G. W. Bochlert.

1987. Geophys. Monogr. Vol. 43. AGU. Wash., D. C. P. 25-34.

*McNutt M. K., Judge A. V.* The Superswell and mantle dynamics beneath the South Pacific // Science. 1990. V. 248. № 4958. P. 969-975.

*Nishimura C. E., Forsyth D. W.* Anomalous Love-wave phase velocities in the Pacific: sequential pure-path and spherical harmonic inversion // Geophys. J. Royal Astron. Soc. 1985. V. 81. P. 389-407.

*O'Connor J. M., Stoffers P., Wijbrans J. R.* Migration rate of volcanism along the Foundation Chain, SE Pacific // Earth and Planet Sci. Lett. 1998. V. 164. № 1-2. P. 41-59.

*Oxburgh E. R., Turcotte D. L.* Membrane tectonics and the East African Rift // Earth and Planet Sci. Lett. 1974. V. 22. № 2. P. 133-140.

*Ozima M., Honda M., Saito K.*  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  ages of guyots in the Western Pacific and discussion of their evolution // Geophys. J. Royal Astr. Soc. 1977. V. 51. № 2. P. 475-485.

*Ozima M., Kaneoka I., Aramaki S.* K-Ar ages of submarine basalts dredged from seamounts in the western Pacific area and discussion of oceanic crust // Earth Planet. Sci. Lett. 1970. V. 8. № 3. P. 237-249.

*Ozima M., Kaneoka I., Saito K. et al.* Summary of geochronological studies of submarine rocks from the Western Pacific Ocean // Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian Region. Eds. T. W. C. Hilde, S. Uyeda. 1983. Geodynamics Series. Vol. 11. P. 137-142.

*Ozima M., Ozima M., Kaneoka I.* Potassium-argon ages and magnetic properties of some dredged submarine basalts and their geophysical implication // J. Geophys. Res. 1968. V. 73. № 2. P. 711-723.

*Pringle M. S., Staudigel H., Gee J.* Jasper seamount: seven millions years of volcanism // Geology. 1991. V. 19. № 4. P. 363-368.

*Renkin M. L., Sclater G. S.* Depth and age in the North Pacific // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. № B4. P. 2919-2935.

*Sager W. W., Duncan R. A., Handschumacher D. W.* Paleomagnetism of the Japanese and Marcus-Wake seamounts, Western Pacific Ocean // The Mesozoic Pacific: Geology, Tectonics, and Volcanism. Eds. M. S. Pringle, W. W. Sager, W. V. Sliter, S. Stein. 1993. Geophys. Monogr. Vol. 77. AGU. Wash., D.C. P. 401-435.

*Smith W. H. F., Staudigel H., Watts A. B., Pringle M. S.* The Magellan Seamounts: Early Cretaceous record of the South Pacific Isotopic and Thermal Anomaly // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. № B8. P. 10501-10523.

*Smoot N. C.* The Marcus-Wake seamounts and guyots as paleofracture indicators and their relation to the Dutton Ridge // Mar. Geol. 1989. V. 88. № 1-2. P. 117-131.

*Staudigel H., Park K.-H., Pringle M. et al.* The longevity of the South Pacific isotopic and thermal anomaly // Earth and Planet. Sci. Lett. 1991. V. 102. № 1. P. 24-44.

*Stoffers P. & Scientific Party of cruise SO-65 of F. S. Sonne.* Active Pitcairn hotspot found // Marine Geology. 1990. V. 95. № 1. P. 51-55.

*Turcotte D. L.* Membrane Tectonics // Geophys. J. R. Astr. Soc. 1974. V. 36. № 1. P. 33-42.

*Turner D. L., Jarrard R. D.* K/Ar dating of the Cook - Austral Island chain; a test of the hot spot hypothesis // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1982. V. 12. № 3-4. P. 187-220.

## THE QUALITATIVE MODEL OF FORMATION OF SEAMOUNT CHAINS

**A.P. Sedov<sup>1</sup>, V.V. Matveenko<sup>1</sup>, L. P. Volokitina<sup>1</sup>, V.A. Rashidov<sup>2</sup>,  
G.I. Kazakevich<sup>2</sup>, S. V. Lukyanov<sup>2</sup>**

*<sup>1</sup>Institute of Oceanology RAS, Moscow, 117997*

*<sup>2</sup>Institute of Volcanology and Seismology, FED RAS, 683006 Petropavlovsk- Kamchatsky, Piip Blvd., 9,  
e-mail: rashidva@kcs.iks.ru*

At present the opinion has dominated that intraplate volcanism in ocean is connected with hotspot activity. However, there exist the seamount chains, in which the age of magmatism in no way confines in theory of the lithospheric plates motion over a fixed thermal plumes in the asthenosphere. The Magellan seamount chain in West Pacific Seamounts Province (WPSP) is structure of this type. The age of volcanism in WPSP changes from 120 m.y up to 80 m.y. and ancient mountains are situated in the beginning and the end of the chain, but younger ones are located in its central part. Paleoreconstructions show that seamounts of the WPSP have been is formed in the vicinity of 20° S. Processes of volcanism were terminated here when this part of the plate approached to equator. Exactly on 20° S, under moving of lithospheric plate on the surfaces of geoid northward, the maximum curvature occurs in the lithosphere. In this region South Pacific Isotopic and Thermal Anomaly (SOPITA) is located. Within this anomaly at present volcanic island chains of French Polynesia are formed, and modern volcanoes are in the neighbourhood of seamounts with age of 40-45 m.y. The age analysis of French Polynesia volcanic chains shows that they also do not agree with theory of hotspots. Our estimates of rigidity of the lithosphere show that described volcanic structures could be formed on deep fractures appeared in lithosphere, under its motion through SOPITA. Such approach explains well all age and structural particularities both seamounts of WPSP, and volcanic islands of French Polynesia.