



## ГЛАВА VI ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Грандиозная впадина Тихого океана, четко очерченная на западе и востоке андезитовой линией и сопряженными с ней глубоководными желобами, на юге имеет неопределенную границу с Антарктическим океаном. Она условно проводится по крупному разлому Элтанин. К югу от него сформировался Антарктический океан, заместивший южное складчатое обрамление Тихого океана и часть Антарктического континента. Толеитовые базальты представляют преобладающий тип вулканических пород Тихого океана. В ассоциации с ними входят, с одной стороны, разнообразные типы щелочных горных пород, с другой стороны, кислые породы (исландиты, риолиты и др.), пользующиеся в океанических структурах огромным распространением. Обзор вулканических пород Тихого океана с охватом громадного объема оригинальных публикаций по ним приводится в монографиях (Моисеенко, Сахно, 1982; Голубева, 1990; Петрологические провинции..., 1996), в которых показано, что разнообразные вулканические породы, входящие в ассоциацию с толеитовыми базальтами, играют, как правило, подчиненную роль, во многом определяя, тем не менее, специфику выделяемых цитируемыми авторами петрологических провинций. На основе этих работ составлена петрографическая карта Тихого океана, представленная на рис. 6.1 на тектонической основе (Пушаровский и др., 1995). Восточная краевая часть Тихого океана характеризуется сравнительно маломощной корой, не превышающей 10 км, обусловленной развитием здесь множества рифтовых структур, связанных с Восточно-Тихоокеанским срединным хребтом. По результатам драгирования в зоне этого хребта в работе (Петрологические провинции..., 1996) выделяется Восточно-Тихоокеанская провинция (1, рис. 6.1) толеитовых базальтов, бедных щелочными металлами и фосфором, которая охватывает огромную территорию от разлома Мендосино на севере до разлома Элтанин более чем на 13 тыс. км, в общем совпадая с Восточно-Тихоокеанским поднятием. Срединно-океанический хребет состоит из осевого внутреннего рифта или рифтовой долины шириной до 2.5-3 км, и обрамляющих его сбросово-грабневых структур. Хребет характеризуется тремя типами тектонических структур: 1) осевая экстрюзия – осевое поднятие высотой до 150 м и шириной до 1 км; 2) горст-грабневая зона, распространяющаяся на расстояние до 2 км от оси хребта; 3) тектонически активная зона, сложенная большими наклонными блоками, ограниченными сбросовыми уступами в сторону осевой зоны.

Осевая экстрюзивная зона сложена лавовыми озерами с причудливыми пустотелыми колоннами. С этой структурой ассоциируют очень свежие стекловатые оливиновые базальты, содержащие вкрапленники оливина ( $Fo_{86-89}$ ), пироксена и плагиоклаза ( $An_{73-82}$ ); в стекловатой основной массе присутствуют лейсты плагиоклаза, зерна оливина и редкие кристаллы хромшпинели.

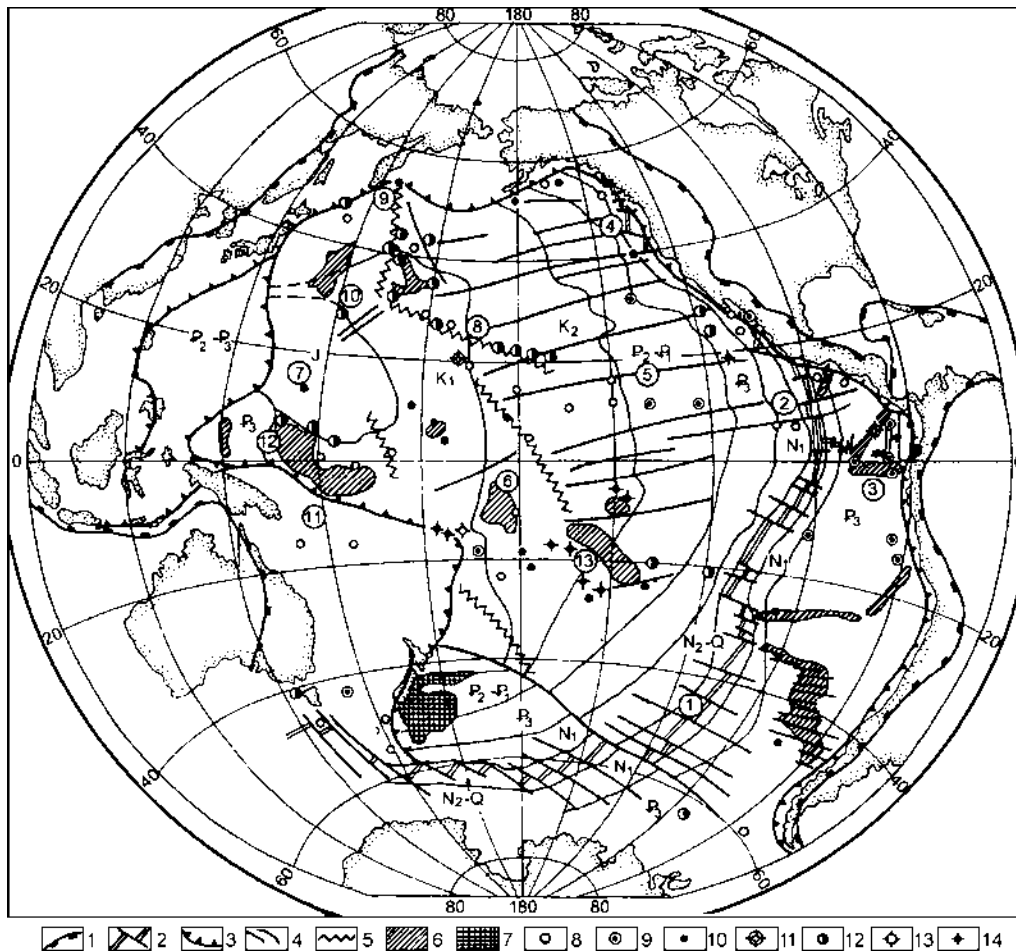


Рис. 6.1. Главные типы горных пород на тектонической карте Тихого океана (по результатам бурения и драгирования) с возрастной характеристикой базальтового ложа (составлена с использованием работ (Пушаровский и др., 1995; Петрологические провинции..., 1996; Белый, 1998).  
 1 – граница Тихоокеанского сегмента земли; 2 – рифтовая система; 3 – глубоководные желоба; 4 – разломы; 5 – наложенные вулканические гряды; 6 – крупные поднятия с утолщенной океанической корой; 7 – наиболее крупный реликтовый фрагмент континентальной складчатой коры; 8-11 – горные породы: толеитовые базальты (8), ферробазальты (9), субщелочные базальты (10), щелочные базальты (11), в том числе нефелиновые базальты и базаниты, таититы, нефелиниты; 12-14 – ассоциации горных пород: толеитовых и субщелочных базальтов (12), толеитовых щелочных пород (13), субщелочных базальтов и щелочных пород (14). Цифрами в кружках обозначены петрографические провинции: 1 – Восточно-Тихоокеанская (драгирование в зоне хребта), 2 – Восточно-Тихоокеанская (глубоководное бурение), 3 – Галапагосская, 4 – Хуан-де-Фука, 5 – Восточно-Тихоокеанская (драгирование в трансформных разломах), 6 – Манихики-Нова, 7 – Восточно-Марианская, 8 – Гавайских островов, 9 – Императорского хребта, 10 – Северо-Западная, 11 – Меланезийская, 12 – Каролинская, 13 – Французской Полинезии

Фланги рифтовой структуры состоят из более раскристаллизованных разновидностей базальтов. Подавляющее большинство пород района (87% всех изученных образцов) представлено фракционированными плагиоклазоливин-пироксеновыми базальтами различной степени раскристаллизованности. Количество вкрапленников в этих базальтах составляет 5-7% объема породы; фенокристы пироксена соответствуют авгиту ( $Wo_{38-42}En_{49-51}Fs_{9-10}$ ), а плагиоклаза – лабрадору ( $An_{65-73}$ ).

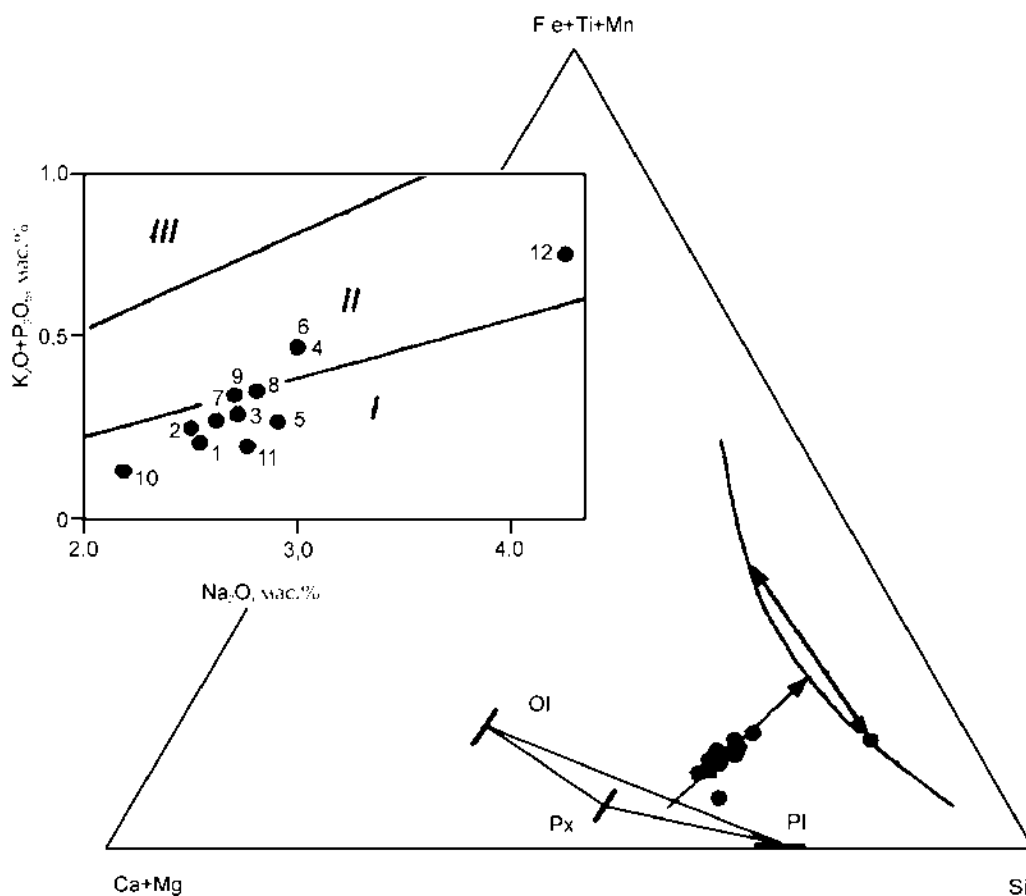


Рис. 6.2. Схема формирования инициальной серии толеитовых базальтов, ферробазальтов и ферроандезитовых (исландитовых) стекол в Восточно-Тихоокеанской провинции (по табл. 6.1)

На петрогенетической диаграмме (рис. 6.2, табл. 6.1) отражен эффект фракционирования этих минералов с явным преимуществом отделения плагиоклаза, которое обусловило ферробазальтовый тренд магматической дифференциации. Он достигал области магматической несмеси, как можно судить об этом по обнаружению в породах кислых стекол, составы которых на петрохимической диаграмме находятся в стороне от главного тренда кристаллизационной дифференциации. Щелочной уклон магматизма выражен слабым повышением в породах содержания калия, фосфора и титана. Характерно закономерное различие толеитовых субщелочных и щелочных базальтов по составу фенокристаллов. Плагиоклаз в толеитовых базальтах отвечает  $An_{51-88}$ , а в щелочных —  $An_{54-86}$ . Состав оливина в толеитовых базальтах колеблется от  $Fo_{78.7}$  до  $Fo_{88.4}$ ; а в щелочных — от  $Fo_{81.7}$  до  $Fo_{87.0}$ . Клинопироксен в толеитовых базальтах представлен авгитом  $Wo_{42.4}En_{48.7}Fs_{8.9}$ , а в щелочных базальтах характеризуется более кальциевым составом —  $Wo_{46.3-46.4}En_{48.5-50.5}Fs_{3.0-5.2}$ . Субщелочные и щелочные базальты, как правило, слагают невысокие конусообразные постройки, прорывающие покровы толеитовых базальтов с возрастом более 3 млн лет. Этот разрыв во времени между излияниями толеитов и щелочных лав отражает импульс сжатия структуры и соответствующего возрастания флюидного давления в магматических очагах. Оно стимулировало их разрастание путем магматического замещения ультраос-

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Таблица 6.1. Химический состав пород, драгированных в зоне хребта Восточно-Тихоокеанской провинции

	1 (11)	2 (21)	3 (14)	4 (5)	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	48.96	49.78	50.05	50.74	50.64	49.98	50.51	50.27	50.39	48.53	49.64	59.00
TiO <sub>2</sub>	1.21	1.37	1.49	1.84	1.85	3.16	1.40	2.18	1.86	0.76	1.37	1.75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.38	15.09	14.52	14.55	13.89	12.96	14.76	13.66	14.34	22.30	16.19	12.60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>							1.55	2.09	1.55	0.69	1.35	1.74
FeO	8.94	9.54	10.15	10.34	10.26	11.82	8.49	10.54	9.55	4.82	7.85	10.14
MnO	0.17	0.18	0.19	0.14	0.20	0.23	0.18	0.21	0.19	0.16	0.18	0.19
MgO	8.61	8.30	7.84	7.26	7.11	5.70	7.73	6.61	7.59	7.14	8.37	1.70
CaO	12.01	12.13	11.84	11.26	10.78	9.69	12.33	11.00	11.05	12.86	12.01	5.60
Na <sub>2</sub> O	2.54	2.51	2.73	3.01	2.91	3.00	2.63	2.80	2.71	2.18	2.75	4.25
K <sub>2</sub> O	0.07	0.10	0.12	0.11	0.12	0.18	0.17	0.17	0.17	0.06	0.11	0.65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.16	0.18	0.38	0.15	0.31	0.11	0.20	0.18	0.07	0.09	0.12
П.п.п.					0.47	0.57	0.38	0.57	0.46	0.39	0.31	0.78
Сумма	99.03	99.16	99.11	99.63	100.20	100.20	100.20	100.30	100.04	99.96	100.22	99.33
f	36.8	39.2	42.1	44.4	48.4	58.2	41.8	51.3	44.7	30.0	37.8	79.8
Ba	9.1	9.1	24.2							21	6	
Sr	110	100	127		100	96	116	111	110	120	110	
Zr	82	94	102		122	252	83	141	140	44	78	
Ni	127	84	89		82	57	79	61	120	130	110	
Co					50	44	45	48	43	28	34	
Cr	321	286	305		146	98	222	122	241	350	420	
V	251	310	301									
[La/Sm] <sub>n</sub>					0.55	0.60	0.71	0.65	0.56			0.87

Примечание. 1-4 – базальты Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТОП), драгирование 21° с.ш. (Juteau et al., 1980; Hekinian, Walker, 1987): 1 – оливиновые, 2-3 – плагиоклаз-оливин-пироксеновые, 4 – ферробазальты; 5-11 – базальтовые стекла станций драгирования ВТОП (Ruchelt, Emmertman, 1983): 5-6 – 20° ю.ш. (5 – ферробазальт, пр. 12а, 6 – титанистый ферробазальт, пр. 10а), 7 – 13° ю. ш., базальт (пр. 16а), 8 – 11° ю.ш., ферробазальт MOR, 9 – 47° ю.ш., ферробазальт MOR, 10 – 7°41' ю.ш., 108° з.д., базальт, 11 – 18°52' ю.ш., 113°19' з.д., толеит MOR, 12 – 5°32' ю.ш., 106°46' з.д., ферроандезитовое (исландитовое) стекло (Engel et al., 1965). В скобках – количество анализов.

новного мантийного субстрата, сопровождаемого эффектом флюидного ошелачивания расплавов. Петрохимический и геохимический тренды этого процесса прослеживаются при сопоставлении химических анализов пород в табл. 6.2.

Интересны результаты пересечения скважинами глубоководного бурения «Гломар Челленджера» Восточно-Тихоокеанского поднятия (2, рис.6.1) в районе 8-9° ю.ш. и 104-107° з.д. (скв. 421-429), в которых с приближением к оси поднятия возраст пород меняется от 4.3 до 1.2 млн лет. Базальты этих скважин – плотные породы с разной степенью раскристаллизованности. По соотношению минералов-вкрапленников выделяются плагиоклаз-пироксен-оливиновые и плагиоклаз-пироксеновые базальты различной железистости (Hekinian, Morel, 1980).

Фенокристы плагиоклаза в порфириновых базальтах часто зональны и имеют состав An<sub>67-83</sub>, состав вкрапленников клинопироксена Wo<sub>30-42</sub>En<sub>43-58</sub>Fs<sub>9-15</sub>, иногда присутствует оливин Fo<sub>80-87</sub> и хромшпинель. В скв. 422, 428 и 427 подняты также крупнокристаллические породы с фенокристами плагиоклаза An<sub>69-79</sub>, оливина Fo<sub>84-67</sub> и клинопироксена Wo<sub>31-45</sub>En<sub>46-56</sub>Fs<sub>8-13</sub>. В суммарной выборке (n = 131) базальты этих скважин образуют характерный для Восточ-

Таблица 6.2. Средний состав толеитовых, субщелочных и щелочных базальтов возвышенностей вблизи Восточно-Тихоокеанского поднятия

	1 (11)	2 (14)	3 (2)	4 (57)	5 (8)	6 (6)	7 (5)	8 (5)
SiO <sub>2</sub>	50.27	48.81	49.69	50.08	50.43	42.12	50.33	48.16
TiO <sub>2</sub>	1.40	0.95	0.93	1.41	2.05	1.79	2.39	1.73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.71	17.31	18.49	16.01	14.54	18.29	17.60	17.06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			1.28	1.61	2.81	1.06	1.10	1.60
FeO	10.40	8.53	6.42	9.12	8.71	7.01	6.97	7.04
MnO			0.13				0.14	0.16
MgO	7.40	9.32	7.22	7.71	5.82	6.93	4.61	7.43
CaO	12.49	12.65	13.18	11.94	10.81	10.08	8.56	11.27
Na <sub>2</sub> O	2.72	2.33	3.19	2.86	3.48	3.51	4.43	2.96
K <sub>2</sub> O	0.08	0.04	0.07	0.18	0.35	0.95	2.08	0.74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.11	0.06	0.15	0.25	0.41	0.70	0.26
П.п.п.			1.60	0.41	1.02	0.62	1.70	0.84
Сумма	99.61	100.41	101.26	101.48	100.25	99.77	100.61	99.25
f	31.9	33.9	37.0	43.5	52.0	39.2	49.2	39.0
Rb				5.1	6.8	18	28	9.8
Sr			83	125	198	345	396	252
Ba				35	58	186	292	86
Zr	31	38	47	96	136	211	263	136
Ni	69	159	63	131	76	120	108	97
Cr	280	363	346	322	221	178	119	249
[La/Sm] <sub>n</sub>	0.40	0.30	0.51	0.80	1.03	2.46	2.97	1.5

Примечание. 1-5 – толеитовые базальты и ферробазальты (Fornari et al., 1988), 6-8 – субщелочные и щелочные базальты (Batiza, Vanko, 1984; Batiza et al., 1977).

но-Тихоокеанского поднятия ферробазальтовый тренд и незначительный уклон в сторону субщелочных и щелочных базальтов (табл. 6.3, рис. 6.3).

Ферробазальтовый тренд, связанный с фракционированием плагиоклаза наглядно выражен и в лавах рифтогенной структуры Галапагосской провинции (рис. 6.4), осложняясь, однако, здесь трендом исландитов и более кремнекислых образований и калиевой направленностью щелочных дифференциатов (рис. 6.5, табл. 6.4). Галапагосская провинция охватывает систему широтных хребтов и неглубоких впадин, протягивающихся к востоку от Восточно-Тихоокеанского поднятия (рис. 6.4). Эта система накладывается на более древнее асейсмичное глыбовое поднятие, представленное хребтами Кокос (на севере) и Карнеги (на юге) с платообразными вершинами на глубинах около 2 км. Отдельные вершины этих хребтов поднимаются над уровнем океана, образуя Галапагосские острова на западных отрогах хребта Карнеги и остров Кокос.

**Рифтовая структура Галапагос** (3, рис. 6.1) изучена скважинами глубоководного бурения: на севере – 425 и 510 и на юге – 424 и 506-509 (Init. Repts. DSDP, v. 54, 1980; v. 70, 1983), а также драгированием (Clague et al., 1981; Puchelt, Emmerman, 1983; Perfit et al., 1983). Скв. 425 вскрыла 28,5 м океанического базальтового фундамента возраста до 1,8 млн лет; базальты охарактеризованы тремя перемежающимися по разрезу скважины петрографическими типами пород, отличающимися степенью раскристаллизации и минералами-вкрапленниками (Emmerman et al., 1983). Базальты представлены плагиоклаз-пироксеновыми афировыми и порфиоровыми разностями, а

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Т а б л и ц а 6.3. Химический состав базальтов скважин глубоководного бурения Восточно-Тихоокеанского поднятия (Голубева, 1990)

	1 (10)	2 (53)	3 (36)	4 (18)	5 (13)	6 (3)	7 (28)	8 (4)	9 (13)	10 (42)	11 (20)	12 (7)
SiO <sub>2</sub>	49.47	50.43	50.51	49.89	49.91	49.44	48.99	47.65	49.53	50.08	49.46	50.07
TiO <sub>2</sub>	1.34	1.53	1.99	2.47	1.64	1.19	1.92	2.00	0.89	1.32	1.23	1.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.63	14.53	13.76	13.37	14.30	14.81	14.00	13.03	16.17	14.56	14.68	13.62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.84	2.62	4.24	3.11	11.61	2.78	3.76	7.08	9.29	11.18	11.67	13.18
FeO	5.96	7.28	7.22	9.69		6.96	7.57	6.21				
MnO	0.18	0.19	0.19	0.20	0.20	0.19	0.20	0.23	0.15	0.17	0.17	0.20
MgO	8.13	7.59	6.80	6.54	7.30	7.70	7.00	6.69	8.65	7.54	6.86	6.99
CaO	11.82	11.74	10.93	10.10	11.72	12.59	11.05	10.64	13.16	11.90	12.13	11.00
Na <sub>2</sub> O	2.68	2.60	2.72	2.73	2.55	2.58	2.97	3.04	2.07	2.42	2.19	2.61
K <sub>2</sub> O	0.18	0.17	0.37	0.18	0.14	0.16	0.22	0.57	0.04	0.10	0.61	0.14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.17	0.23	0.25	0.11	0.14	0.21	0.36	0.09	0.12	0.12	0.14
П.п.п.	0.94	0.63	0.87	0.61		1.48	1.86	1.88	0.69	0.30	0.78	0.19
Сумма	99.31	99.48	99.83	99.14	99.49	100.02	99.75	99.38	100.73	99.69	99.18	99.70
f	37.0	41.6	47.7	51.7	44.5	40.8	46.7	51.3	35.2	42.8	46.4	48.8
Rb	1.1	1.7	3.5	1.2		4.2	4.1	15	2.3	2.5	17	3.6
Sr	166	138	124	121	122	117	134	155	80	85	92	84
Ba	33	15	19	26		30	18	21				
Zr	97	104	149	182	111	101	134	123	54	80	77	90
Ni	127	73	67	61	73	121	92	74	119	81	78	55
Cr	352	71	173	114	237	268	206	136	418	205	263	99
[La/Sm] <sub>n</sub>	0.58	0.73	0.77	0.75		0.36	0.54	0.56	0.66	0.65	0.69	0.78

Примечание. 1-4 – базальты скв. 421-423, 427-429: 1-2 – толеиты MOR, N-тип, 3 – калиевые ферротолиты, 4 – ферротолиты MOR; 5 – скв. 864-А, ферротолиты MOR, N-тип; 6-8 – скв. 319А: 6 – толеиты MOR, N-тип, 7 – ферротолиты MOR, Na-тип, 8 – калиевые ферротолиты MOR; 9-11 – скв. 597: 9 – толеиты MOR, D-тип, 10 – толеиты MOR, N-тип, 11 – калиевые ферротолиты MOR; 12 – ферротолиты MOR. Средние содержания рассчитаны по данным (Init. Repts DSDP, v. 54, 1980; v. 92, 1987; v. 142, 1992) и материалам авторов.

также плагиоклаз-пироксен-оливиновыми базальтами; оливин в последних присутствует в виде микровкрапленников. Скважина 510 вскрыла около 21 м пород фундамента, представленного базальтами, сходными со скв. 425. Афировые и порфиоровые базальты содержат вкрапленники плагиоклаза и оливина, а основная масса характеризуется гиалопилитовой до вариолитовой структуры и состоит из лейст плагиоклаза, кристаллов оливина, клинопироксена, магнетита, ильменита в стекловатом базисе.

Южнее рифта Галапагос скважинами 424 (А-С), располагающимися на расстоянии от 18 до 32 км от оси рифта, вскрыты афировые толеитовые базальты (возраст 0.62 млн лет) с редкими микровкрапленниками плагиоклаза в стекловатой основной массе, содержащей микролиты плагиоклаза, клинопироксена и зерна титаномагнетита. Базальтам скв. 424 аналогичны породы, пробуренные скв. 506-508, в которых вскрыто от 3 до 10 м базальтового фундамента.

На южном склоне хребта Кокос скв. 158 пробурены плагиоклаз-клинопироксеновые порфиоровые базальты, а в скв. 157 обнаружены плагиоклаз-авгитовые толеитовые базальты, содержащие вкрапленники плагиоклаза An<sub>69-73</sub> и микровкрапленники серпентинизированного оливина, располагающиеся в основной массе с диабазовой структурой.

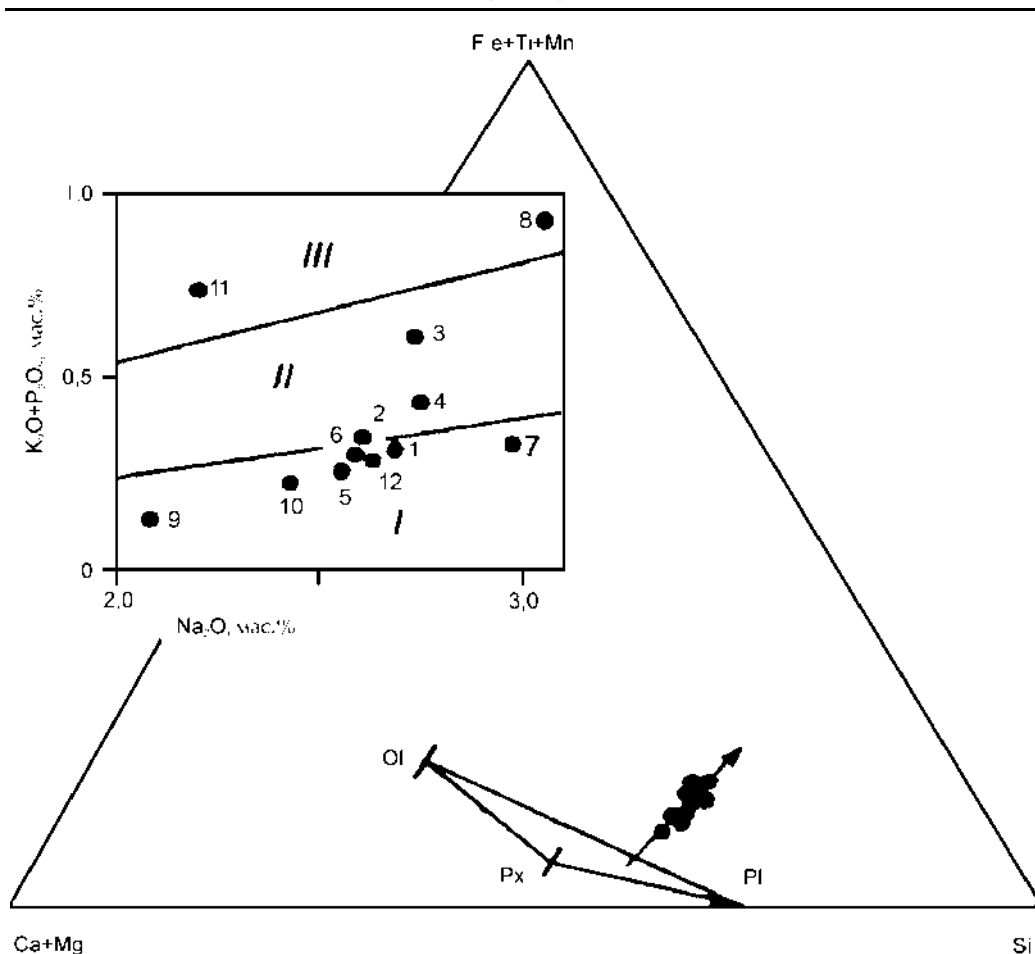


Рис. 6.3. Петрохимические диаграммы базальтов в пересечении скважинами Восточно-Тихоокеанского поднятия по координатам 8-9° с.ш. и 104-107° з.д. (по табл. 6.3)

В целом, с учетом материалов драгирования, магматизм Галапагосского рифта характеризуется широкой вариацией вулканических пород, изменяющихся по составу от базальтов до риолитов. Вулканыты, драгированные в пределах рифтовой зоны, представлены свежими афировыми и порфировыми плагиоклаз-оливиновыми базальтами шаровых лав со стекловатыми корками закаливания. В железистых стекловатых базальтах в стекловатом базисе наблюдаются лейсты плагиоклаза и микролиты пироксена и титаномагнетита.

Общей особенностью химического состава толеитовых базальтов Галапагосской провинции является широкое распространение наряду с магниезиальными и железистыми базальтами высокожелезистых и высокотитанистых разновидностей пород. Низкокалиевые ферротолеитовые базальты вскрыты скв. 506, а в скв. 157 и 158, пробуренных на склонах хребтов Карнеги и Кокос, обнаружены калиевые ферротолеиты с повышенным содержанием  $K_2O$  (0.31 и 0.24 %) и высоким (более 2%) содержанием титана.

**Галапагосские острова**, расположенные в южной части провинции, представлены вулканическими постройками на Галапагосском поднятии. К западному блоку этого поднятия приурочены острова преимущественно толеитовых базальтов (острова Фернандина и Изабелла) (McBirney et al., 1985),

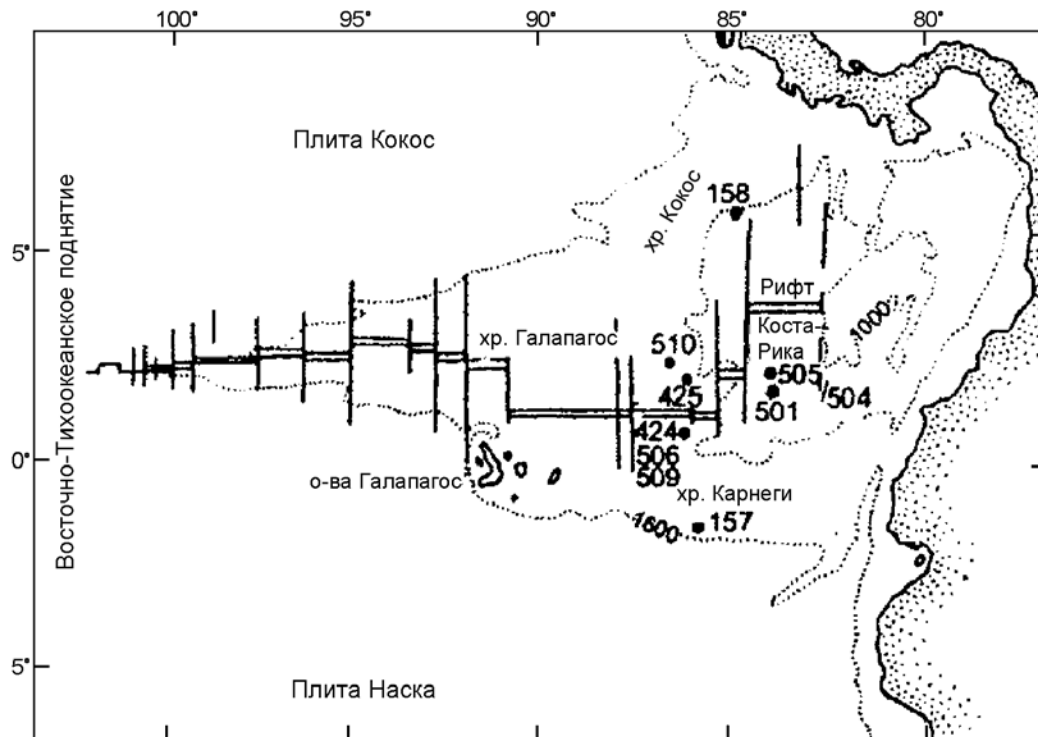


Рис. 6.4. Схематическая карта морфоструктур Галапагосской провинции (Ballard et al., 1984) с дополнениями

к центральному (острова Рабида, Сантьяго и Пинзон) – дифференцированных серий пород (Baitis, Lindstrom, 1980).

На острове Пинзон изменение состава пород носит циклический антидромный характер; магматический цикл начинается с появления потоков исландитов, сменяющихся эксплозиями дацитовых туфов и затем извержениями железистых оливиновых и толеитовых базальтов. Оливиновые базальты содержат вкрапленники оливина  $Fo_{83-85}$ , плагиоклаза  $An_{55-65}$  и клинопироксена  $Wo_{43}En_{47}Fs_{10}$  в интергранулярной основной массе, содержащей лейсты плагиоклаза, клинопироксена и оливина. В толеитовых базальтах присутствует около 30% вкрапленников зонального плагиоклаза  $An_{45-70}$ , оливина  $Fo_{68-74}$  и клинопироксена  $Wo_{38-42}En_{44-42}Fs_{20-15}$ . Редкопорфировые ферробазальты содержат вкрапленники зонального плагиоклаза  $An_{52-62}$  (ядра) и  $An_{4-45}$  (края кристаллов), оливина  $Fo_{57-66}$  и клинопироксена  $Wo_{40}En_{41}Fs_{19}$ . В стекловатой основной массе наблюдаются лейсты плагиоклаза и редкие зерна оливина и клинопироксена. Остров Рабида, являющийся вершиной большого щитовидного вулкана, представляет собой скопление шлаковых конусов и лавовых потоков. На острове прослеживается антидромная направленность вулканизма – высокожелезистые базальты сменяются более меланократовыми оливиновыми базальтами (Swanson et al., 1974). Щелочными оливиновыми базальтами и андезитобазальтами сложен крупный остров Сантьяго в центральной зоне Галапагосского архипелага, а молодые базальтовые потоки острова представлены низкокалиевыми толеитами MOR (Baitis, Swanson, 1976). Химический состав базальтов Галапагосских островов являет собой широкие вариации от магнезиальных толеитов (о-в Сантьяго) и ферробазальтов (о-ва Изабелла и Пинзон) до калиевых богатых железом и титаном ферротолеитов.



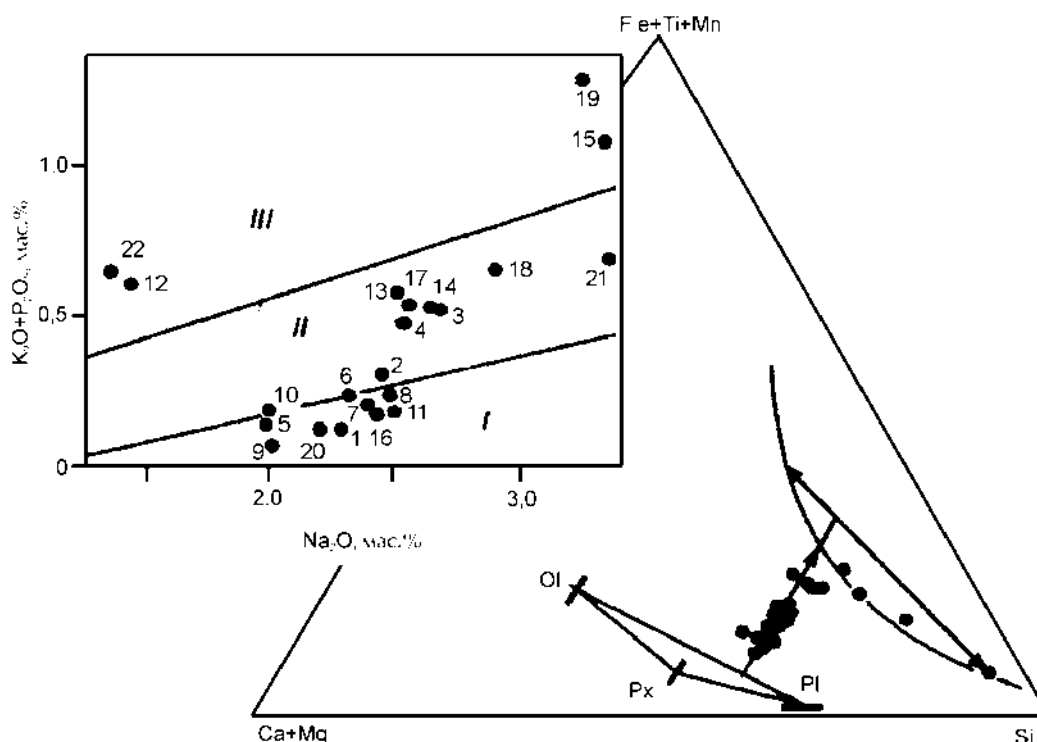


Рис. 6.5. Схема кристаллизационной дифференциации толеитовых базальтов Галапагосской провинции (табл. 6.4): ферробазальтовый тренд, обусловленный фракционированием плагиоклаза (Pl) и пироксена (Px). Область несмесимости обозначена по ферробазальтовым вариолитам

В общем, Галапагосские острова характеризуются высокожелезистой серией пород преимущественно толеитового состава. Так, на острове Изабелла развита бимодальная серия вулканитов, состоящая из толеитов и натриевых риолитов, причем толеиты имеют состав оливиновых базальтов и ферробазальтов.

Таблица 6.4. Химический состав базальтов Галапагосской провинции (1-13 и 20-23), включая Галапагосские острова (14-19) (Петрологические провинции..., 1996)

	1 (5)	2 (6)	3 (2)	4(7)	5 (12)	6 (38)	7 (9)	8 (4)	9 (28)	10 (28)	11(4)
SiO <sub>2</sub>	50.48	51.10	52.15	49.90	50.48	50.56	50.56	50.70	50.33	50.40	50.40
TiO <sub>2</sub>	1.08	1.95	2.49	3.48	1.00	1.89	1.45	1.80	0.76	0.92	1.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.99	13.54	12.47	11.54	15.61	12.94	13.77	13.47	15.58	15.80	15.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>							2.30	2.93	1.61	9.86	9.95
FeO	8.93	13.07	15.84	17.65	9.22	13.30	9.76	10.27	6.94	-	-
MnO	0.17	0.22	0.24	0.25	0.16	0.21	0.20	0.21	0.16	0.16	0.18
MgO	8.28	6.98	4.62	4.42	7.79	6.41	7.16	6.42	8.29	8.26	8.17
CaO	12.43	10.57	9.05	9.33	12.62	10.40	11.60	10.45	13.74	12.80	12.50
Na <sub>2</sub> O	2.28	2.45	2.68	2.52	1.99	2.32	2.40	2.48	2.01	2.00	2.50
K <sub>2</sub> O	0.06	0.13	0.32	0.18	0.07	0.09	0.09	0.11	0.03	0.12	0.06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.18	0.22	0.31	0.07	0.16	0.12	0.14	0.05	0.07	0.13
п.п.п.					0.72	0.94	0.44	0.36	0.30	-	-
Сумма	99.78	100.19	100.08	99.58	99.01	99.22	99.85	99.34	100.10	100.39	100.56
f	37.7	51.2	65.8	69.1	39.9	53.8	48.1	53.0	36.2	40.1	40.6

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Окончание табл. 6.4

	1 (5)	2 (6)	3 (2)	4(7)	5 (12)	6 (38)	7 (9)	8 (4)	9 (28)	10 (28)	11(4)	
Rb					25.4	30.0	25.1	31.1	23.2			
Sr	93	72	82	54	57	57	70	72	57	65	105	
Ba												
Zr	68	149	187	235	60	120	84	100	36	47	104	
Ni	162	79	26	30	94	62	63	54	82	115	97	
Co												
Cr	512	186	34	58	407	101	158	111	445	386	257	
V	230	364	430	620	248		387	450	275	276	310	
La/Sm	0.44	0.86	0.86	0.66	0.32	0.41	0.47	0.48	0.30	0.32	0.66	
Yb	14.4	24.8	35.1	56.4	16.0	29.7	26.4	32.7	14.3	16.9	18.8	
	12 (1)	13 (1)	14 (1)	15 (1)	16 (8)	17 (1)	18 (3)	19 (3)	20	21	22	23
SiO <sub>2</sub>	48.82	48.30	47.98	47.92	46.75	47.85	47.97	46.63	50.13	56.28	51.09	70.05
TiO <sub>2</sub>	2.47	2.25	1.95	3.53	1.43	1.78	2.71	4.40	1.03	2.46	3.34	0.63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.26	14.13	17.51	13.32	16.43	15.79	14.66	11.93	16.24	11.70	10.53	12.38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.19	6.39	2.53	3.77	2.58	6.13	2.73	5.57	-	-	-	-
FeO	66.50	4.72	7.93	11.09	7.82	5.05	10.20	10.66	9.02	15.26	17.13	7.53
MnO	0.22	0.14	0.16	0.22	0.18	0.19	0.21	0.25	-	0.26	0.16	-
MgO	7.65	7.96	6.21	4.63	9.58	7.86	6.44	4.70	8.43	2.68	2.55	0.24
CaO	10.60	8.46	11.59	8.66	12.19	11.37	10.91	9.97	12.50	7.43	7.34	2.63
Na <sub>2</sub> O	1.43	2.50	2.64	3.32	2.42	2.56	2.90	3.23	2.20	3.36	1.36	4.30
K <sub>2</sub> O	0.31	0.24	0.32	0.63	0.07	0.27	0.40	0.81	0.06	0.32	0.29	1.61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.30	0.35	0.22	0.47	0.10	0.28	0.28	0.50	0.07	0.40	0.37	0.06
п.п.п	2.63	4.07	0.34	0.42	0.17	0.23	0.29	0.48	-	-	-	-
Сумма	99.44	99.51	99.58	97.88	99.75	99.34	99.70	99.12	99.68	100.15	94.15	-
f	45.0	42.5	48.0	63.7	37.3	43.0	52.4	65.2				
Rb						5	7.8	12				
Sr	216	240	322	290		276	318	273				
Ba	47	64	55	136				160				
Zr	117	111				128	171	294				
Ni	110	120	142	23		160	70					
Co			52	62		47	47	45				
Cr	180	65	229	26		292	70	35				
V	320	420										
La/Sm						1.37	1.51	1.42				
Yb						11.5	16.5	26.8				

Примечание: 1-4 – Галапагосский рифт (Clague et al., 1981): 1 – толеитовые базальты, 2-3 – ферротолеитовые базальты, 4 –ультратитанистые ферротолеитовые базальты; 5-6 – скв. 424, 425: 5 – толеитовые базальты, 6 – ферротолеитовые базальты; 7 – скв. 506, толеитовые базальты; 8 – скв. 507, ферротолеитовые базальты; 9 – скв. 510, толеитовые базальты; 10 -11 – скв. 504 В, Коста-Риканский рифт (Auto, Rhodes, 1983), толеитовые базальты; 12 – скв. 157, калиевые ферротолеитовые базальты; 13 – калиевые ферротолеитовые базальты; 14-15 – о-в Изабелла, вулкан Алькедо (McBirney et al., 1985): 14 – ферротолеитовые базальты, 15 – ультратитанистые ферробазальты; 16 – о-в Сантьяго, толеитовые базальты (Swanson et al., 1974); 17 – ферротолеитовые базальты; 18 – ферротолеитовые базальты, 19 – ультратитанистые ферробазальты; 20-23 – породы в ассоциации с колчеданными рудопоявлениями (Vyerly et al., 1976; Perfit et al., 1983). Местоположение скважин показано на рис. 6.4.

Асейсмичное поднятие, охватываемое хребтами Кокос, Карнеги и островами Галапагос, на которые наложился Галапагосский рифт, относится, следовательно, к реликту Американского континента, замещаемого в этом регионе вторичным океаном. Свидетельством этого служит антидромный характер магматических циклов, устанавливаемых на островах Рабида, Пинзон и др., сближающий галапагосский магматизм с магматизмом окраинных морей. Показательно также наличие базальтов с повышенным содержанием калия (хребты Карнеги, Кокос), сходных с базальтами трапповых формаций. Выявление исландит-риолитового тренда магматической дифференциации сближает галапагосский магматизм с рифтогенным магматизмом Исландии (вулкан Тингмули), представляющей собой самый крупный фрагмент континентальной коры в Атлантическом океане.

Таким образом, впервые устанавливается апоконтинентальное поднятие на восточной окраине Тихого океана на внутренней (океанической) стороне глубоководного желоба. До этого подобные структуры были известны только на западном обрамлении Тихого океана. К ним относятся поднятие Чатам к востоку от Новой Зеландии и Марианская структура восточнее Японского глубоководного желоба.

На рис. 6.6 представлен вариант генетической интерпретации этого тренда (вулкан Тингмули в Исландии) в развитии магматизма (Маракушев, 1988) на основе обобщения данных по ферробазальтовым вариалитам (табл. 6.5). С подобным процессом, по-видимому, связывается так называемое «кислое завершение» вулканических ферробазальтовых циклов также при щелочном уклоне ферробазальтового магматизма. Примером может служить остров Пасхи, расположенный вблизи Восточно-Тихоокеанского рифтового пояса на его восточном пересечении с трансформным разломом Пасхи, где изучено проявление дифференцированного гавайит-трахитового вулканизма с кремнекислым завершением. Формирование острова в период от 1 до 4 млн лет происходило аналогично Галапагосской рифтовой зоне, как зоны молодого спрединга. В пользу этого факта свидетельствует высокая железистость и титанистость пород острова Пасхи, характерная и для вулканитов Галапагосской провинции.

Остров Пасхи (Baker et al., 1974; Bonatti et al., 1977; Кренделев, 1976) имеет форму правильного треугольника, сформированного тремя щитовыми вулканами Рано-Као, Пу-Акатики и Тереакава. Кроме этих крупных щитовых вулканов на острове выделяются цепочки более мелких вулканических построек. Вулканы сложены преобладающими гавайитами, а в подчиненном количестве встречаются толеитовые, субщелочные и щелочные базальты и в незначительном объеме обнаруживаются вулканиты дифференцированных серий: муджиериты, бенморейты, трахиты, риолиты и комендиты. Все лавы острова характеризуются большим разнообразием структур от афировых до плагиопорфировых. В оливинных толеитах преобладают вкрапленники плагиоклаза  $An_{70-60}$ , а в основной массе присутствуют микровкрапленники оливина  $Fo_{78-65}$ , клинопироксена (авгита), плагиоклаза  $An_{70}$  и Fe-Ti-оксидов. Гавайитовые лавы содержат зональный плагиоклаз  $An_{60-50}$ , авгит  $Wo_{47}En_{31}Fs_{22}$  и Fe-Ti-оксиды в стекловатом базисе. В редких случаях в гавайитах обнаруживаются микровкрапленники оливина  $Fo_{70-53}$ .

Достижение в эволюции магматизма «вариалитовой» области расщепления остаточных расплавов ведет к расслоению магматических очагов и образованию расплавов, таких богатых железом, титаном, марганцем, фосфором, которые не образуются в ходе кристаллизационной дифференциации даже

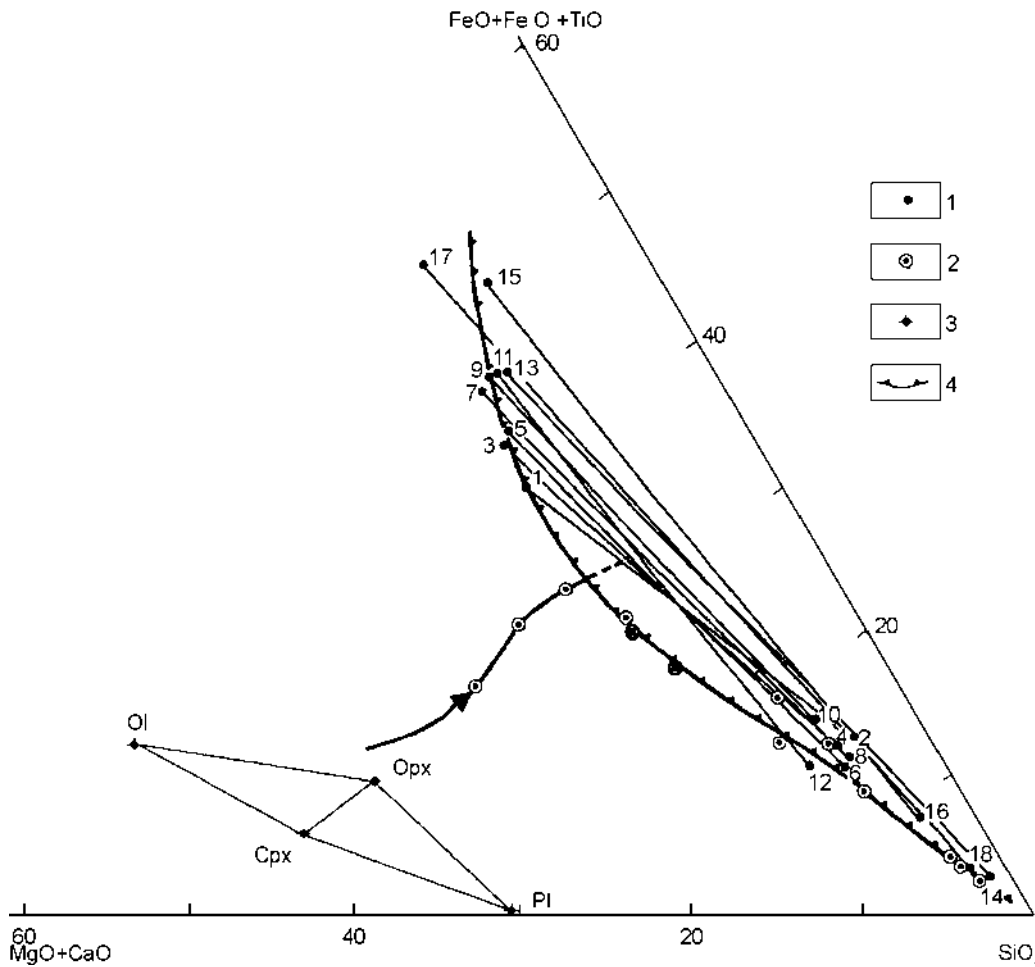


Рис. 6.6. Петрохимическая диаграмма (мас. %) магматической дифференциации базальтов – кристаллизационной вначале (показана стрелкой) и ликвационной на заключительном этапе. 1 – составы вариолей (четные номера в табл. 6.5) и заключающей их матрицы (нечетные номера); 2 – базальты, ферробазальты, исландиты, ферродацинты и липариты (риолиты) вулкана Тингмули в Исландии; 3 – фенокристаллы в базальтах; 4 – контур области магматического расщепления ферробазальтовой магмы

крайне ферробазальтового тренда, как это было показано выше при характеристике лунного магматизма. Характерно, что этот тип расщепления расплавов может достигаться в ходе развития не только ферробазальтового (феннеровского) тренда кристаллизационной дифференциации, но и в ходе сиалического (боуновского) тренда, связанного с преимущественным фракционированием оливина. Для примера рассмотрим вулканизм северного окончания Восточно-Тихоокеанской рифтовой системы, с которым связано развитие петрологической провинции Хуан-де-Фука.

**Провинция Хуан-де-Фука** (4, рис. 6.1) расположена в северной приконтинентальной части Тихого океана между трансформными разломами Мендосино и Королевы Шарлотты (рис. 6.7). Здесь прослеживается система хребтов и трогов меридионального простирания, образующих цепочку современных рифтовых хребтов Эксплорер, Хуан-де-Фука и Горда, по средней наиболее протяженной из которых дано название всей провинции.

Таблица 6.5. Составы вариолей (четные номера) и матрицы (нечетные номера) богатых железом и титаном вариолитов и расщепленных остаточных стекол в базальтах (мас. %)

№ на рис. 54	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	47.59	4.04	7.34	21.65	0.46	2.89	10.02	2.14	0.62	3.25
2	70.29	1.01	10.73	9.46	0.09	0.67	3.06	2.94	1.48	0.27
3	45.67	7.66	7.39	20.90	0.90	1.95	10.87	1.63	0.12	2.91
4	70.79	2.75	10.59	7.28	0.15	0.82	4.11	2.19	0.80	0.52
5	43.40	4.08	7.30	24.11	0.36	2.23	9.39	1.83	0.77	6.53
6	68.75	2.01	11.73	6.54	0.15	0.92	4.28	2.86	1.06	1.70
7	40.13	3.49	6.13	26.29	0.51	2.51	11.42	1.57	0.20	7.75
8	70.66	1.18	10.92	7.92	0.19	0.66	3.92	2.08	1.56	0.91
9	43.44	4.37	6.74	28.40	0.59	2.17	9.76	2.11	0.25	2.17
10	66.90	1.49	11.03	10.00	0.23	0.98	4.03	3.18	0.97	1.19
11	36.36	-	19.54	27.41	0.22	3.23	6.30	4.10	2.84	-
12	64.75	-	13.54	8.34	-	1.59	4.63	5.39	1.76	-
13	44.86	3.22	7.96	30.76	-	0.30	10.09	2.32	0.49	-
14	75.61	0.29	13.11	2.02	-	0.19	0.51	4.34	3.93	-
15	44.06	3.97	3.36	37.61	0.61	0.81	8.77	0.41	0.10	0.30
16	73.76	0.62	12.81	5.00	-	-	2.50	4.06	1.25	-
17	39.80	4.24	2.46	37.65	0.33	0.56	11.28	-	0.33	3.35
18	78.49	0.21	12.74	2.78	-	-	1.50	3.21	0.96	0.11

Примечание: Анализы пересчитаны на безводное вещество.

Тектоническая зона Эксплорер, имеющая сложное геологическое строение, представляет собой сочетание хребтов, отдельных возвышенностей, рифтовых структур и впадин. Почти перпендикулярно направлению хребта Эксплорер протягивается хребет Паул Ревер, приуроченный к разломной зоне. В северном окончании отрога хребта Эксплорер выявлена рифтовая структура и впадина глубиной около 400 м. Хребет Хуан-де-Фука представляет собой цепочку хребтов, трассирующих ось современного спрединга со скоростью раздвига около 3 см в год. В центральной осевой зоне располагается рифтовая долина глубиной около 100 м и шириной 1 км (Dixon et al., 1986; Barr, Chase, 1974). Сравнительно невысокие холмы и валы, вытягивающиеся в цепочку длиной около 300 км, образуют хребет Горда, состоящий из трех сегментов, разделенных разломами. Северная часть хребта имеет скорость спрединга около 5.5 см в год, а южная – 2.3 см в год (Davis, Clague, 1987; Kay et al., 1970).

Базальты провинции представлены в основном свежими стекловатыми фрагментами лавовых потоков и шаровых лав. В хребтах Хуан-да-Фука и Горда драгированы также массивные голокристаллические базальтовые блоки. В различных тектонических элементах зоны Эксплорер подняты стекловатые базальты, содержащие менее 10% вкрапленников оливина и плагиоклаза, располагающихся в основной гиалопилитовой и гиалоофитовой основной массе, состоящей из плагиоклаза, оливина и реже клинопироксена в стекловатом матриксе.

Породы базальтовых потоков, драгированные в осевой долине хребта Хуан-де-Фука, аналогично базальтам хребта Эксплорер, представлены слабонакристаллизованными разностями, содержащими до 10% вкрапленников плагиоклаза, авгита и оливина. Шаровые лавы базальтов склонов хребта Хуан-де-Фука содержат порфиновые вкрапленники авгита  $Wo_{39.4-40.1}En_{50.6-50.8}Fs_{9.1-10}$  и

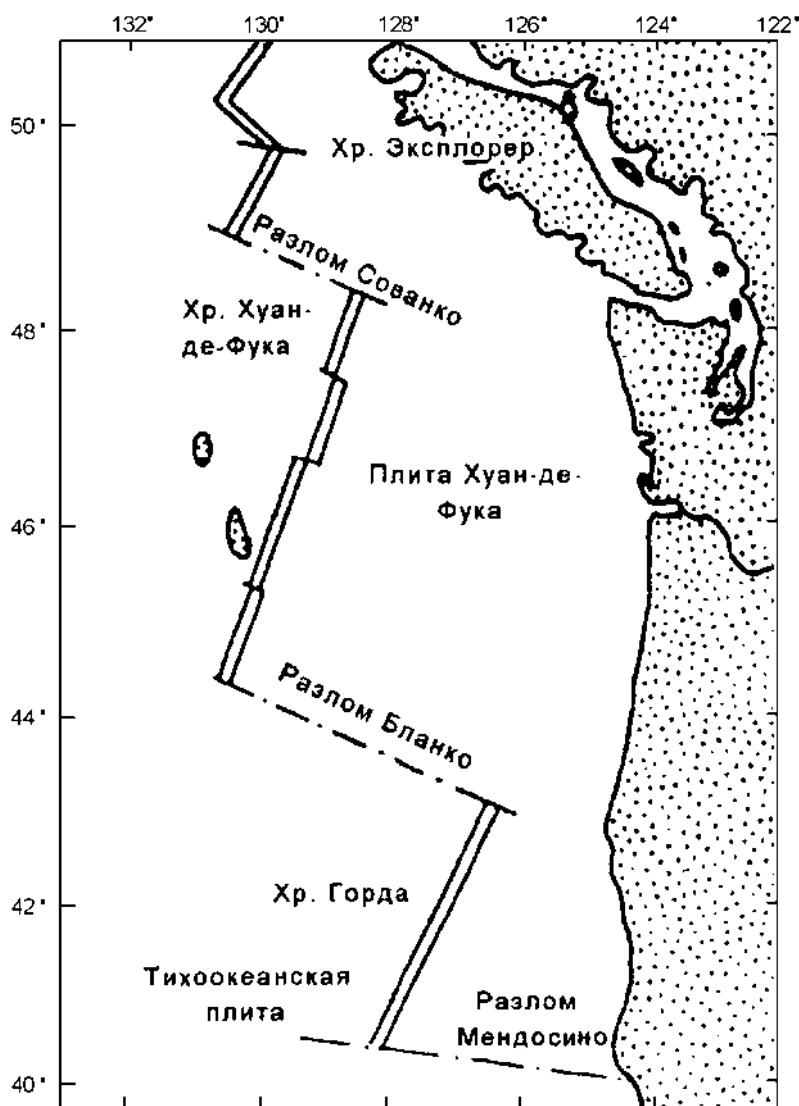


Рис. 6.7. Схематическая карта провинции Хуан-де-Фука (Dixon et al., 1986)

зонального плагиоклаза  $An_{70-84}$ , составляющих около 50% объема пород. В стекловатой основной массе отмечаются микровкрапленники оливина  $Fo_{80-83}$ , авгита  $Wo_{36-40}En_{49-53}Fs_{10-12}$ , лейсты плагиоклаза, микролиты пироксена и зерна шпинели. Меньшей кристалличностью обладают шаровые лавы голокристаллических базальтов хребтов Хуан-де-Фука и Горда. Они содержат до 20% вкрапленников плагиоклаза, реже оливина и клинопироксена в стекловатой основной массе (Barr, Chase, 1974; Kay et al., 1979; Davis, Clague, 1987).

Состав пород различных тектонических зон провинции Хуан-де-Фука отличается большим разнообразием. Главной петрохимической особенностью зоны Эксплорер является распространение здесь как разностей толеитовых базальтов с низким содержанием титана, так и сильно титанистых ферротолеитов. Последние широко распространены также в хребтах Хуан-де-Фука и Горда. Развитие магматической серии в провинции Хуан-де-Фука (рис. 6.8, табл. 6.6) охватывает широкий диапазон состава пород сравнительно низкой

железистости и контрастным по отношению к ним образованием ферробазальтов с крайне высоким содержанием титана. В отдельных образцах этих пород содержание титана (12.94 мас. %  $TiO_2$ ) достигает значений, свойственных высокотитанистым лунным базальтам.

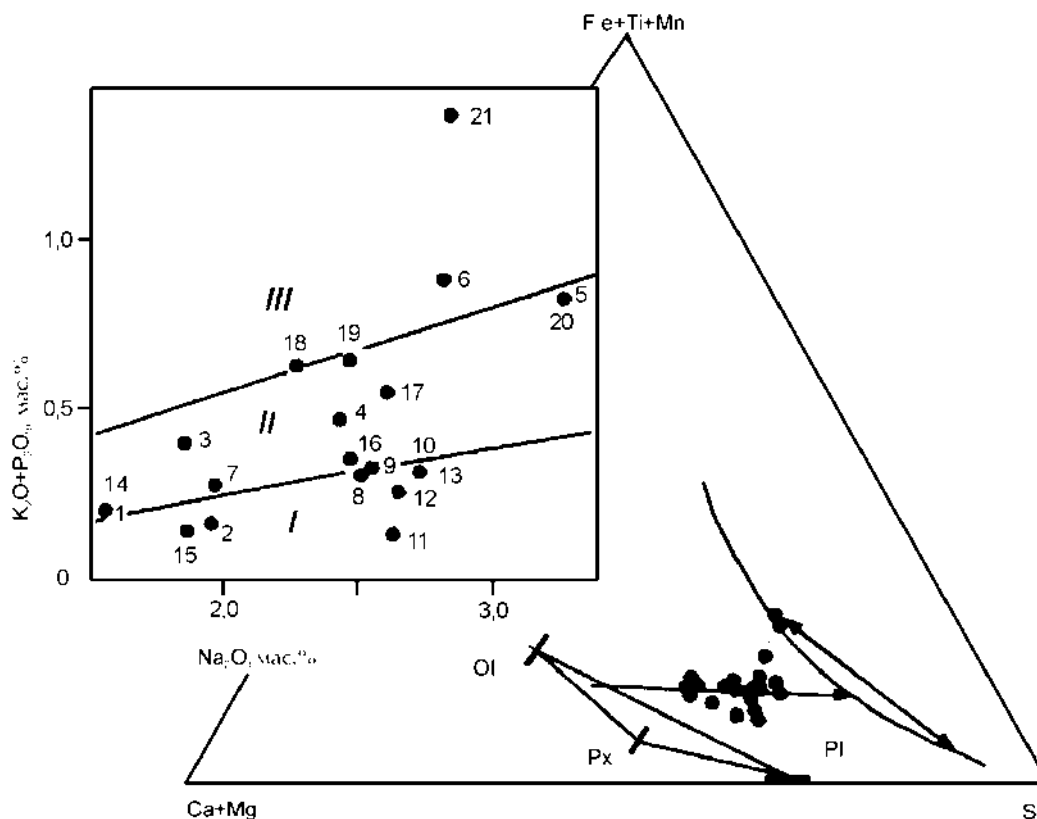


Рис. 6.8. Вулканизм рифтогенной структуры Хуан-де-Фука, характеризующийся сиалическим трендом дифференциации базальтов, завершившейся несмесимостью расплавов с образованием ферробазальтов, богатых титаном, и щелочным уклоном магматизма

Завершая обзор вулканизма восточной рифтовой системы Тихого океана, остановимся на общей специфике океанических рифтов, обусловленных пересечением их густой сетью поперечных трансформных разломов, например, Клиппертон и Сикейрос (5, рис. 6.1). Эти разломы являются специфическими образованиями океанической коры и подстилающей ее мантии, не про-

Таблица 6.6. Химический состав базальтов провинции Хуан-де-Фука (Петрологические провинции..., 1996)

	1 (1)	2 (7)	3 (2)	4 (22)	5 (1)	6 (1)	7 (5)	8 (?)	9 (21)	10 (2)
SiO <sub>2</sub>	45.43	46.15	47.93	48.69	51.25	48.24	48.00	49.09	49.82	48.95
TiO <sub>2</sub>	0.86	1.07	1.27	1.74	2.33	3.53	0.84	1.11	1.89	2.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.38	15.42	15.25	13.55	15.60	10.69	18.92	15.67	13.83	13.15
FeO*	12.96	12.16	9.50	11.35	10.47	19.33	7.42	8.47	11.99	14.35
MnO	0.24	0.19	0.18	0.21	0.16	0.33	0.11	0.08	0.21	0.19

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Окончание табл. 6.6

	1 (1)	2 (7)	3 (2)	4 (22)	5 (1)	6 (1)	7 (5)	8 (?)	9 (21)	10 (2)	
MgO	14.34	11.72	10.11	8.68	5.00	5.44	6.54	7.46	6.80	6.23	
CaO	8.74	11.98	13.02	11.71	11.95	8.38	12.32	11.50	11.16	10.10	
Na <sub>2</sub> O	1.54	1.97	1.84	2.41	3.24	2.79	1.96	2.50	2.54	2.72	
K <sub>2</sub> O	0.09	0.08	0.27	0.30	0.58	0.53	0.10	0.14	0.16	0.13	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.08	0.13	0.18	0.28	0.39	0.17	0.18	0.17	0.20	
п.п.п.	2.49	0.28	0.25	0.46	0.84	1.47					
Сумма	101.47	101.10	99.75	99.26	101.7	101.12	96.38	96.20	98.57	98.67	
f	33.6	36.8	34.5	42.3	54.0	66.6	38.9	38.9	49.7	56.2	
Rb	2	3	7	7	7	10			1.6	2.0	
Sr	100	145	151	140	345	133			78	100	
Ba		8	44	47		21			18	20	
Zr		72	84	116	164	280			163		
Ni		464	177	93	66	147			50	33	
Cr	790	432	576	323	177	171			104		
V		183	229	276		400			388		
La/Sm											
Yb											
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr		0.70232	0.70246	0.70261	0.70285						
	11(4)	12 (45)	13(7)	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO <sub>2</sub>	50.03	50.31	50.67	45.43	46.03	48.33	49.06	49.11	49.39	51.25	48.23
TiO <sub>2</sub>	1.01	1.52	1.89	0.86	1.09	1.69	1.77	1.75	1.76	2.33	3.53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.47	15.24	14.56	14.38	15.19	13.33	13.35	13.44	15.10	15.60	10.69
FeO*	8.11	9.62	10.69	11.66	11.04	11.30	10.93	11.04	10.39	9.42	17.40
MnO	0.45	0.17	0.19	0.24	0.19	0.20	0.19	0.19	0.20	0.16	0.30
MgO	8.93	7.92	7.20	14.34	12.20	9.02	8.33	8.95	7.87	5.00	5.44
CaO	12.03	11.45	11.03	8.74	12.00	12.34	11.81	11.29	11.43	11.95	8.38
Na <sub>2</sub> O	2.62	2.64	2.71	1.54	1.87	2.47	2.58	2.24	2.44	3.24	2.79
K <sub>2</sub> O	0.05	0.13	0.17	0.09	0.06	0.21	0.38	0.43	0.45	0.58	0.53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.14	0.17	0.10	0.08	0.16	0.19	0.20	0.21	0.28	0.89
п.п.п.	0.10	0.11	0.12								
Сумма	99.58	99.25	99.40	97,38	99,75	99,05	98,59	98,64	99,24	100,08	98,18
f	33.8	40.5	45.4	31.3	33.7	41.2	42.4	40.9	42.7	51.4	64.2
Rb											
Sr	103	114	142								
Ba											
Zr	60	109	113								
Ni	180	134	134		270	65	55	136	163	66	147
Cr	378	322	325	750	500	436	260	393	334	177	171
V											
La/Sm				0.54	0.54	1.02	1.23	1.85	1.40	1.35	0.96
Yb				13.3	14.5	18.8	20.6	21.2	22.4	18.8	47.2
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.70246	0.70248	0.70254								

Примечание: 1-6 – зона Эксплорер (Cousens et al., 1984; Kay et al., 1970): 1 – ферромагнезиальный пикритовый базальт, 2 – пикробазальты, 3 – пикробазальты MOR и E-типа, 4 – ферротолейты, 5 – ферротолейты, 6 – аномальные титанистые ферротолейты; 7-10 – хребет Хуан-де-Фука и разлом Сованко (Barr, Chase, 1974; Dixon et al., 1986): 7-8 – толейты, 9 – ферротолейты, 10 – ферробазальты; 11-13 – хребет Горда (Kay et al., 1970; Davis, Clague, 1987): 11-12 – толейты, 13 – ферротолейты; 14-20 – дифференцированная серия толейтов зоны Эксплорер: 14-15 – ферротолейты, 16-20 – толейты. FeO\* – общее содержание железа в виде FeO.



слеживаясь за их пределы на складчатое континентальное обрамление океанов. Они отражают дифференцированность по блокам развитие спрединга, свойственного рифтовым структурам. Магматизм трансформных разломов значительно более разнообразен по сравнению с рифтогенными океаническими хребтами. В них драгированы пикритовые базальты, подщелоченные толеиты и ферротолеиты (Т-тип), а также породы интрузивного комплекса – метагаббро, серпентинизированные перидотиты и др. (Schrader et al., 1979; Hebert et al., 1983). Наиболее интересны разломы с проявлениями в них гипербазитового магматизма. В зоне разлома Гаррет описан разнообразный спектр ультрамафических пород – от троктолитов до гарцбургитов и дунитов (Hebert et al., 1983). Ультрамафиты драгированы и изучены также в трансформных разломах Кларион и Элтанин (Лазько, 1985).

В разломе Гаррет драгированы афировые базальты, пикриты и пикритовые базальты (Hebert et al., 1983; Eissen et al., 1981). Афировые толеитовые базальты разлома Гаррет содержат микролиты оливина  $Fo_{84-85}$ , плагиоклаза  $An_{67-71}$  и клинопироксена  $Wo_{41-42}En_{50.2-49.8}Fs_{8.8-8.2}$  в стекловатом матриксе. В пикритовых базальтах мегакристы оливина  $Fo_{88-91}$  и плагиоклаза  $An_{87-89}$  заключены в стекловатой основной массе гломеропорфировой структуры. Кроме микролитов оливина  $Fo_{85-86}$  и плагиоклаза  $An_{66.2-69}$ , в основной массе пикритов присутствуют редкие микролиты клинопироксена и хромита  $Cr/(Cr+Al)=0.39-0.43$ . Пикриты, драгированные в разломе Гаррет, содержат более 10% вкрапленников плагиоклаза  $An_{70-80}$  и оливина  $Fo_{90}$  с включениями шпинели  $Cr/(Cr+Al)=0.35-0.40$ , редкие мегакристы клинопироксена  $Wo_{35}En_{57}Fs_{15}$  и ортопироксена  $Wo_5En_{80}Fs_{15}$ . Микрофенокристы ортопироксена  $Wo_7En_{73}Fs_{20}$  описаны также в пикритах разлома Квебрада (Eissen et al., 1981).

В разломной зоне Сикейрос (9° с.ш.) Р.Батизой с соавторами (Batiza et al., 1977) описаны порфиоровые базальты, содержащие порфиоровые вкрапленники плагиоклаза  $An_{58-75}$ , оливина  $Fo_{68-86}$  и авгита  $Wo_{34}En_{50}Fs_{16}$  в различных сочетаниях: плагиоклаз, плагиоклаз+оливин и плагиоклаз+авгит+оливин. Вблизи разлома в основании прилегающей к нему возвышенности драгированы афировые толеитовые базальты Т-типа. Микрофенокристы, составляющие не менее 30%, представлены в основном оливином  $Fo_{85}$  в стекловатой основной массе с редкими зернами шпинели (Johnson, 1979). Пикриты, драгированные в разломной зоне, Сикейрос содержат 20-25% вкрапленников оливина  $Fo_{86-89}$  и 1-2% шпинели в основной гиалопилитовой основной массе (Schrader et al., 1979).

Базальты трансформных разломов характеризуются невысокой щелочностью и трендом дифференциации, обусловленным фракционированием оливина (рис. 6.9, табл. 6.7).

В отличие от рассмотренной восточной рифтогенной области Тихого океана, центральная и западная его части характеризуются повышенной мощностью океанической коры (более 12 км) и множеством асейсмичных платообразных поднятий, с наложенными зонами рифтогенного вулканизма, отличающегося от восточной области. По трендам магматической дифференциации различаются провинции с ферробазальтовым вулканизмом, но преобладающими трендами являются сиалические тренды, не сопровождающиеся интенсивным накоплением в лавах железа. Примером доминирующего ферробазальтового тренда дифференциации служит вулканизм провинции Манихики-Нова (6, рис. 6.1). Она называется по одноименному поднятию, расположенному в южной части центральной котловины Тихого океана и

находящейся в северной части разломной зоны Нова (рис. 6.10, табл. 6.8). Мощность земной коры поднятия Манихики составляет 22.5-23.5 км при толщине осадочного слоя около 1 км. Рельеф дна поднятия сложный, здесь выделяется три фрагмента плато (Высокое, Западное и Северное), разделенные системой разломных зон или впадин (Hussong et al., 1979).

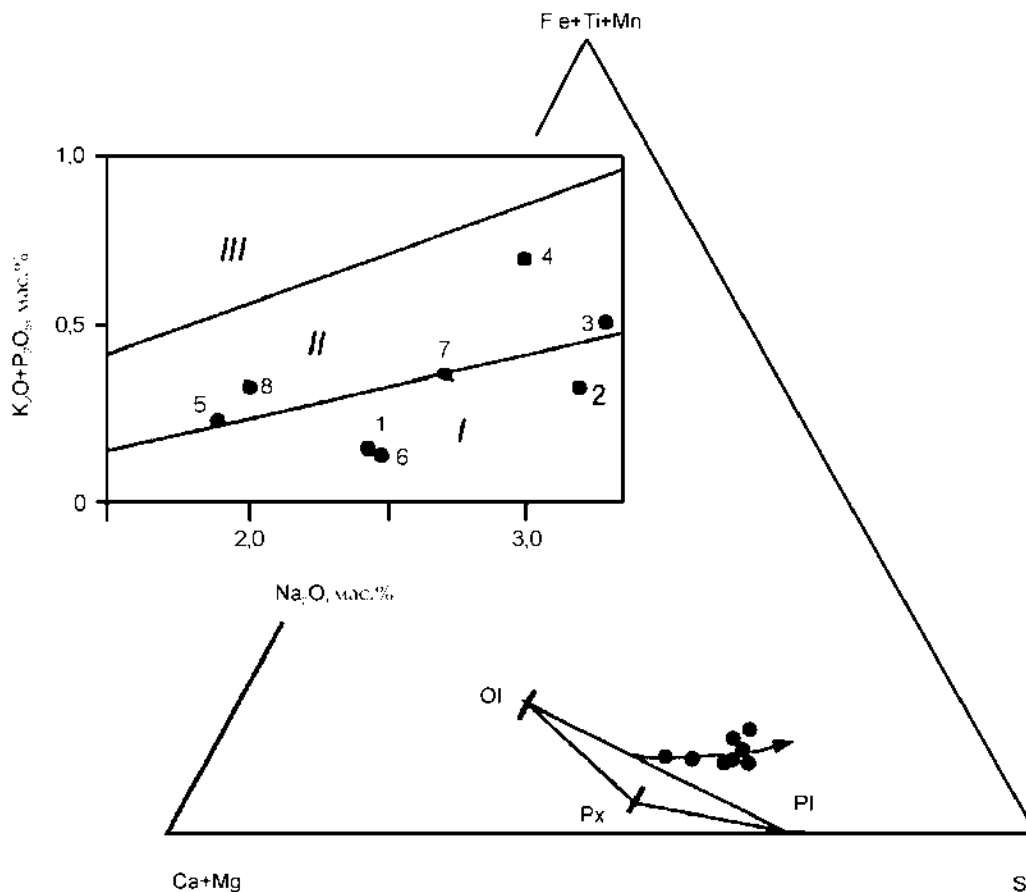


Рис. 6.9. Схема вариаций состава толеитовых базальтов трансформных поперечных разломов Восточно-Тихоокеанского хребта (по табл. 6.7)

Глубоководная скважина 317А, расположенная в Высоком (восточном) плато, прошла более 33 м базальтового фундамента, состоящего из 10 потоков, четыре из которых переслаиваются с тонкими литифицированными пачками вулканокластических алевролитов (Init. Repts., v. 33, 1976). Породы этой скважины чрезвычайно пористые, причем количество пор и миндалин уменьшается с глубиной. Это свидетельствует о малоглубинных или субаэральных условиях их излияний, что согласуется с предположением о погружении плато на глубины 3.0-3.5 км за последние 110-120 млн лет (Jackson et al., 1976). Темно-серые, иногда измененные толеитовые базальты скважины 317А очень однородны как по минералогическому, так и по химическому составу. Вкрапленники базальтов представлены микрофенокристами лабрадор-битовнита и клинопироксена. Основная масса пород, характеризующаяся диабазовой или интерсертальной структурой, сложена лейстами плагиоклаза и скоплениями зерен пироксена при подчиненном содержании ильме-

Таблица 6.7. Химический состав базальтов, драгированных в трансформных разломах Восточно-Тихоокеанского срединно-океанического хребта

	1 (11)	2 (7)	3 (9)	4 (4)	5 (3)	6 (6)	7 (1)	8 (1)
SiO <sub>2</sub>	49.52	49.40	49.19	49.08	47.60	51.33	49.06	46.90
TiO <sub>2</sub>	0.95	1.27	2.24	1.88	1.12	1.17	1.45	1.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.95	14.73	14.83	16.40	14.48	15.49	15.10	12.60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.48	1.98	2.25	2.89	0.94	1.20	1.40	1.40
FeO	7.24	6.88	9.30	6.45	8.69	7.25	9.80	8.90
MnO	0.15	0.18	0.20	0.16	0.15	0.16	0.19	0.18
MgO	9.25	8.80	7.70	8.53	13.26	8.40	8.30	16.40
CaO	12.50	12.33	10.55	10.73	10.99	11.78	12.20	10.30
Na <sub>2</sub> O	2.43	3.19	3.33	3.03	1.89	2.48	2.74	2.00
K <sub>2</sub> O	0.05	0.13	0.25	0.50	0.07	0.04	0.20	0.20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.19	0.25	0.29	0.16	0.09	0.15	0.12
Сумма	99.62	99.08	100.09	99.65	99.35	99.39	100.53	100.13
f	34.2	35.6	45.2	41.8	28.7	35.8	42.8	25.8
Rb	0.4		6.2					
Sr	114	102	163	183	132			
Ba	90		25	85				
Zr	42	117	220	220				
Ni	150	95	137	137	210			
Cr	486	375	343	316	807			
La/Sm	0.42		1.29					
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.70270		0.70300	0.70287				

Примечание: 1-4 – базальты, разлом Сикейрос (Batiza et al., 1977; Johnson, 1979): 1 – толеит MOR, D-тип, 2 – толеит MOR, N-тип, 3 – ферротолеит MOR, T-тип, 4 – толеит MOR, T-тип; 5 – пикриты, разлом Сикейрос (Schrader et al., 1979, 1980); 6 – стекло толеитовое, D-тип разлом Квебрада (Batiza et al., 1977); 7-8 – разлом Гаррет: 7 – толеит MOR, N-тип (Hebert et al., 1983), 8 – пикрит (Eissen et al., 1981).

нита и магнетита. Близкие по составу пироксены микрофенокристов и основной массы, представленные авгитом в верхних (2-й поток) и нижних (7-й поток) горизонтах скв. 317А, в центральных (5-й поток) имеют повышенную железистость и содержат ферроавгит.

Свежие обломки оливин-толеитовых и толеитовых базальтов были извлечены при драгировании разломных зон, разделяющих Западное и Высокое плато поднятия Манихики вблизи острова Дэнджер (Clague, 1976). Пикритотолеитовые (оливин-толеитовые) базальты содержат около 20% крупных порфировых вкрапленников оливина и микрофенокристы красно-коричневой шпинели. В стекловатой основной массе базальта, кроме кристаллов резорбированного оливина и шпинели, присутствуют клинопироксен (пижонит), а редкие миндалины выполнены кальцитом и халцедоном. Толеитовые базальты характеризуются значительно меньшим содержанием вкрапленников и шпинели, а также появлением редких микрофенокристов плагиоклаза и пижонита. Повышенное содержание калия и высокая пористость базальтов сближает их с типом трапповых базальтов, что не позволяет исключить генетическую трактовку поднятия Манихики, отличающегося от океанической коры более чем вдвое большей мощностью, в качестве фрагмента континентальной коры (трапповой формации), погружившейся на океаническое дно в меловое время.

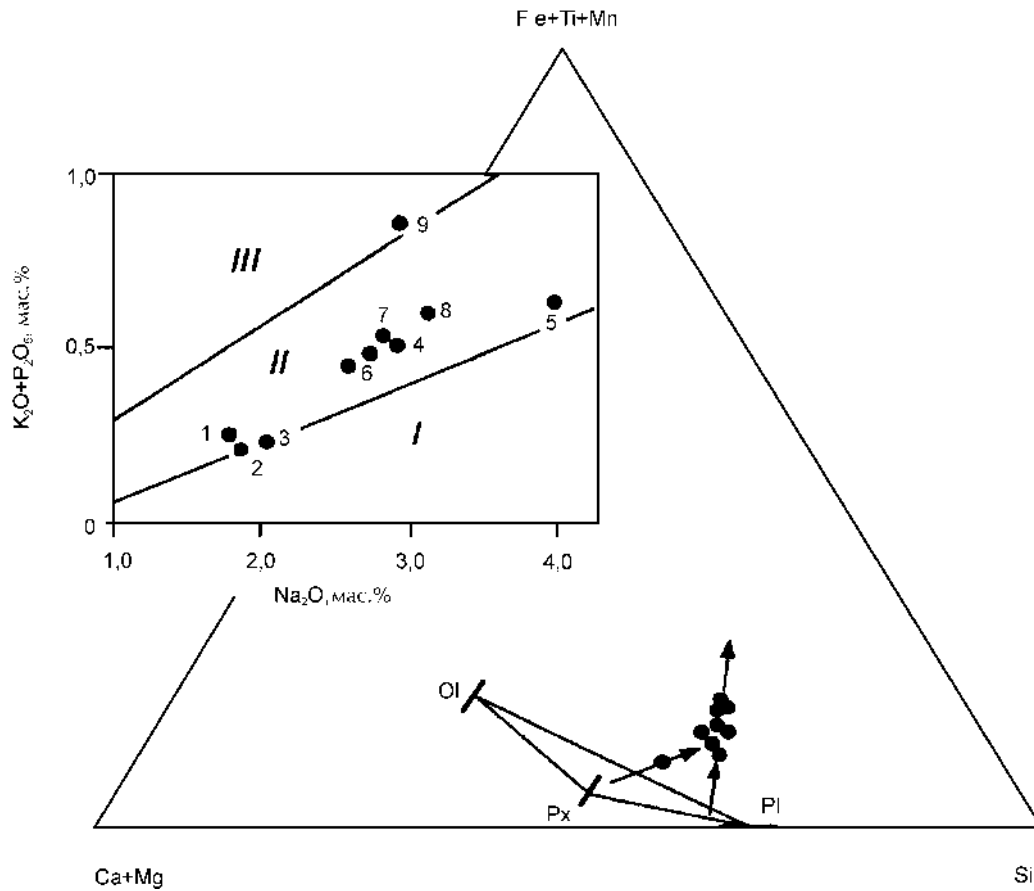


Рис. 6.10. Диаграммы, иллюстрирующие ферробазальтовый тренд и калиевую специфику базальтов провинции Манихики-Нова (по табл. 6.8)

Провинции, в базальтах которых прослеживается сочетание ферробазальтового и сиалического трендов (рис. 6.11, табл. 6.9), выделяются под названиями Восточно-Марианской и Лайн (7, рис. 6.1). Они охватывают Магеллановы горы и Маршалловы острова, восточные гайоты плато Огасавара, поднятие Гейш и острова Лайн, которые протягиваются через центр Тихого океана к экватору на расстояние около 3 тыс. км.

Оливиновые базальты, драгированные на восточной окраине плато Огасавара с гайотов Поллукс и Кастор, представлены темно-серыми породами с массивной текстурой; структура базальтов порфировая, реже – афировая. Основные минералы-вкрапленники – плагиоклаз, клинопироксен (титанавгит), оливин и рудные, присутствует также множество вторичных минералов. Субщелочные базальты представлены пористыми породами с крупными вкрапленниками клинопироксена и оливина, замещенного смектитом, и мелкими вкрапленниками оливина и плагиоклаза; основная масса пилотакситовой структуры сложена лейстами плагиоклаза в небольшом количестве стекла. Для мелкопористых базальтов, драгированных с нижней части банки Рамапо, также характерны вкрапленники клинопироксена и оливина, часто образующие гломеропорфировые выделения; в стекловатой основной массе беспорядочно распределены лейсты и микролиты плагиоклаза, призматические кристаллы клинопироксена и зерна измененного оливина.

Т а б л и ц а 6.8. Химический состав базальтов провинции Манихики-Нова

	1 (4)	2 (2)	3 (1)	4 (3)	5 (1)	6 (2)	7 (5)	8 (1)	9 (1)
SiO <sub>2</sub>	48,97	50,97	52,84	48,51	48,49	48,06	47,47	47,31	49,80
TiO <sub>2</sub>	0,96	0,48	0,72	2,40	2,07	2,03	2,62	2,50	1,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,26	12,11	14,01	13,00	12,09	14,06	13,16	13,63	14,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,41	1,63	1,65	5,32	3,76	4,61	5,92	6,63	1,45
FeO	5,92	8,16	8,21	8,53	8,19	6,67	8,05	6,86	9,66
MnO	0,23	0,15	0,14	0,23	0,18	0,24	0,23	0,21	0,24
MgO	8,15	14,24	8,27	6,24	7,70	7,42	7,21	7,58	6,64
CaO	10,74	10,21	11,37	10,42	9,94	12,15	9,67	9,34	10,80
Na <sub>2</sub> O	1,76	1,84	2,01	2,91	3,94	2,56	2,79	3,12	2,89
K <sub>2</sub> O	0,12	0,18	0,23	0,32	0,43	0,28	0,31	0,37	0,71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,02	0,03	0,23	0,20	0,18	0,23	0,22	0,15
п.п.п.	4,80			1,50	2,60	1,75	2,62	2,41	
Сумма	100,45	100	100	99,61	99,59	100,01	100,31	100,32	98,69
f	40,5	27,6	39,7	54,5	55,4	50,2	51,0	48,7	48,1
Rb	1,7	< 1	2						12
Sr	100	40	40	143	160	140	118	140	110
Ba	26	15	32	14	12	13	15	14	26
Zr	72	< 20	< 20	160	170	115	170	140	101
Ni	92	495	20						61
Cr	296	2250	1100	355	180	285	244	240	290
V	235	278	315						
La/Sm				0,65	0,70	0,66	0,68	0,62	0,53

Примечание: 1 – скв. 317 А, толеитовые базальты (Init. Rep, 1976, v. 33 и данным авторов); 2,3 – драгировки разломной зоны о-ва Дэнджер (Clague, 1976), пикротолейты (2) и толеит (3); 4-8 – драгировки разлома Нова (Меланхолина и др., 1990): 4-5 – ст. 1503, ферротолейты (4), субщелочной базальт (5); 6-8 – ст. 2506 – толеитовые долериты (6), ферротолейтовые долериты (7), субщелочной ферробазальт (8); 9 – скв. 595 В, толеитовый базальт с повышенным содержанием калия (Init. Rep, 1986, v. 89).

Базальты *Магеллановых гор* оливин-толеитового состава по геохимическим признакам близки пикритам, а субщелочного – развитым здесь анкармитам. Результаты изучения западных гайотов плато Огасавара и хребта Уэда показали, что толеитовые базальты отличаются от базальтов Императорского хребта, имеющих обычно умеренную железистость, повышенной железистостью, а также повышенной глиноземистостью. Кроме того, базальты плато Огасавара имеют повышенные концентрации калия и рубидия и пониженные – титана. На плато Огасавара выделяются железистые базальты с пониженным содержанием титана, умеренно-железистые толеиты с повышенным его содержанием и субщелочные базальты с умеренным содержанием титана.

Система Лайн представляет собой сложную структуру, состоящую из протягивающихся в несколько рядов параллельных эшелонированных цепочек островов, подводных возвышенностей и коралловых атоллов. В своей северной части системы Лайн представлена коралловым атоллом Джонсток; южнее расположены острова Пальмира, Вашингтон, Фаннинг, Рождества Мэдлен, Королайн и Флинг (Winterer, 1976). Главная цепочка островных хребтов Лайн, имеющая субмеридиональное простирание и расположенная в довольно широкой зоне (между 5 и 15° с.ш.), пересекается серией островных хребтов, протянувшихся в запад-северо-западном направлении. Изученная

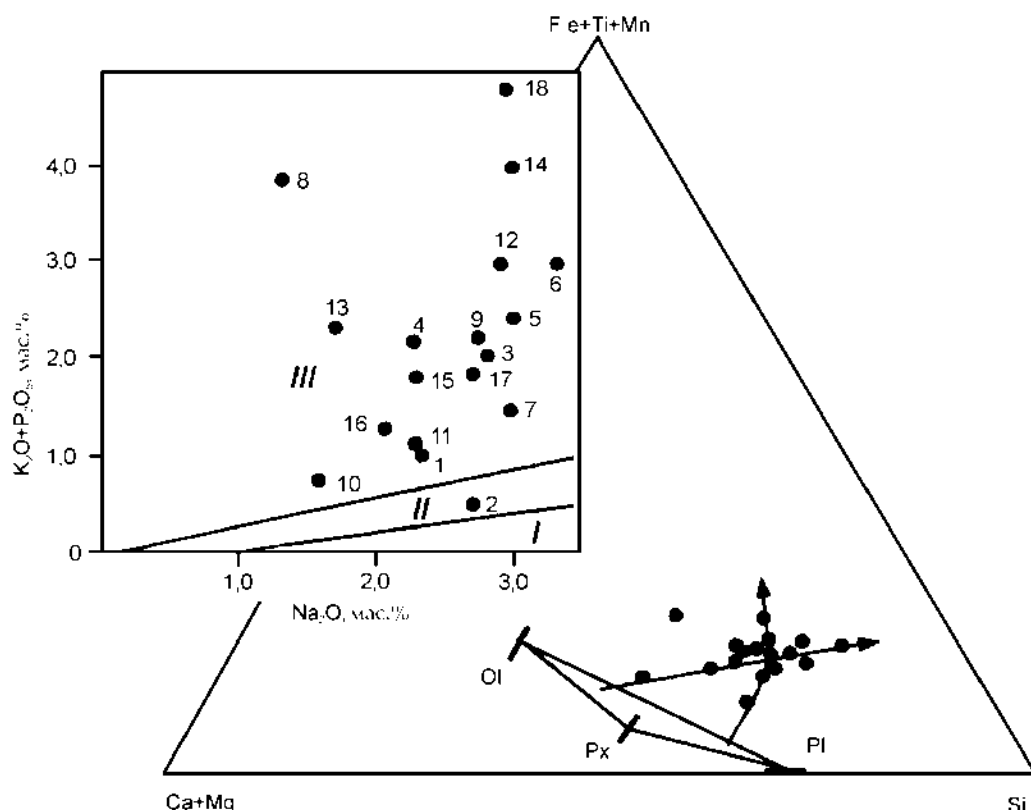


Рис. 6.11. Сложный характер дифференциации субщелочных и щелочных калиевых базальтов Восточно-Марианской провинции и островов Лайн, характеризующихся высоким содержанием калия и фосфора (по табл. 6.9)

Дж. Натландом (Natland, 1976) эта серия хребтов названа им Кросс-Лайн (Cross Line). Островные цепочки Кросс-Лайн также представлены широким поясом хребтов и трогов. Многочисленные возрастные данные, полученные К-Аг и Аг-Аг методами, а также в результате изучения фораминифер в осадках, перекрывающих базальты, подтверждают мнение этих авторов о сложности процессов формирования островных хребтов Лайн. Суммируя данные (Summary of radiometric ages..., 1987), в развитии вулканизма хребтов Лайн выделяются по крайней мере три этапа, охватывающие диапазон геологического времени от 90 до 2 млн лет. Глубоководным бурением и драгированием было установлено сочетание в вулканизме базальтовых ветвей — калиевой, сообщающей провинции сходство с формациями Восточно-Марианской и Манихики, и натриевой, по которой прослеживается сходство с вулканизмом

Таблица 6.9. Химический состав толеитовых и субщелочных базальтов Восточно-Марианской провинции и островной системы Лайн

	1 (3)	2 (10)	3 (3)	4 (1)	5(5)	6(12)	7 (6)	8 (1)	9 (1)
SiO <sub>2</sub>	49.40	45.03	46.81	44.16	47.41	45.28	46.85	37.82	45.38
TiO <sub>2</sub>	1.31	2.62	2.46	2.66	2.32	2.84	1.59	3.32	5.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.13	14.74	19.37	14.96	14.87	17.22	16.93	10.63	13.71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>				10.92	4.94	8.97	5.69	14.69	10.14
FeO	7.17	12.05	9.65	3.12	5.35	2.77	4.66	3.20	5.58

	1 (3)	2 (10)	3 (3)	4 (1)	5(5)	6(12)	7 (6)	8 (1)	9 (1)
MnO	0.14	0.21	0.19	0.19	0.17	0.14	0.13	0.21	0.19
MgO	7.41	6.25	3.00	6.82	7.72	3.77	6.30	9.43	4.37
CaO	10.97	10.36	8.64	9.46	5.75	8.35	8.99	10.04	9.54
Na <sub>2</sub> O	2.34	2.71	2.77	2.27	3.01	3.31	2.96	1.32	2.75
K <sub>2</sub> O	0.58	0.21	1.55	1.28	1.71	1.51	1.09	1.52	1.38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.39	0.23	0.45	0.84	0.67	1.41	0.42	2.35	0.80
п.п.п.	3.26	6.04	4.31	3.80	5.98	6.24	4.34	5.47	1.24
Сумма	99.10	100.45	99.20	99.96	100.16	99.88	99.95	99.69	100.06
f	35.2	52.0	64.3	50.7	41.6	61.7	46.5	49.4	65.4
Rb	6	12	29	32		28	3		
Sr	198	117	420	561	501	486	318	635	458
Ba	32	249		419	397	415	189	480	298
Zr	93	190	251	169	216	218	112	286	320
Ni	124	65	34	370	144	94	208		
Cr	210	205	51	470	303	136	355	426	6
V	197	235	196	220	114	198	190		
	10 (6)	11 (5)	12 (4)	13 (2)	14 (1)	15 (7)	16 (6)	17 (7)	18 (16)
SiO <sub>2</sub>	42.30	44.22	43.06	41.63	46.75	45.50	44.00	44.71	46.33
TiO <sub>2</sub>	1.47	1.62	2.71	1.96	2.63	1.32	1.98	1.16	1.97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.50	14.10	16.80	18.85	17.46	17.03	15.85	17.78	16.59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.70	9.20	11.52	7.49	9.39	11.16	9.43	13.11	12.18
FeO	4.41	3.30	1.98	5.09	2.86	2.50	3.13	1.45	0.81
MnO	0.23	0.20	0.18	0.17	0.11	0.14	0.15	0.20	0.12
MgO	18.17	10.41	3.97	5.01	2.40	5.46	7.17	4.11	2.43
CaO	6.52	8.40	9.39	9.05	5.58	8.25	9.45	6.47	5.59
Na <sub>2</sub> O	1.56	2.30	2.89	1.71	3.00	2.32	2.06	2.71	2.96
K <sub>2</sub> O	0.42	0.76	1.35	1.17	2.39	1.34	0.92	1.31	3.23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.29	0.29	1.56	1.11	1.56	0.38	0.34	0.46	1.53
п.п.п.	6.32	4.90	4.34	6.76	5.93	4.80	5.41	6.37	6.18
Сумма	99.89	99.75	99.96	100.00	100.06	100.12	99.89	99.84	99.92
f	25.9	38.4	63.6	52.2	62.4	56.3	47.6	65.1	73.1
Rb	3	2.5	22	14	31	17	12	33	42
Sr	106	143	410	702	476	198	207	200	375
Ba	49	53	192	434	261	54	61	70	184
Zr	89	87	180	173	157	63	100	61	153
Ni	1022	548	214	24	62	254	182	239	98
Cr	803	680	248	8	158	457	298	376	157
V	188	224	234	96	230	151	190	150	127

Примечание: 1-3 – островная система Лайн: скв. 164, толеитовый базальт, Т-типа (1) (Init. Repts., 1973, v. 17), скв. 315А, толеитовый базальт (2) (Init. Repts., 1976, v. 33), драгированные породы: субщелочные базальты (3) (Мартынов и др., 1993); 4-7 – Магеллановы горы, драгированные толеитовые базальты (4) и субщелочные базальты (оливиновые – 5, кварцнормативные – 6), базальт (7); 8-9 – Маршалловы о-ва (Hein et al., 1988): оливиновый ферротолит (8), субщелочной базальт (9); 10-12 – хребт Михельсона (гайоты Поллукс и Кастор): пикриты (10), оливиновые толеиты (11), субщелочные базальты (12); 13-14 – банка Рамапо: титанистые толеиты гавайского типа (13), субщелочной базальт (14); 15-16 – плато Огасавара, гайоты Центральный и Смут: ферротолиты с нормальным содержанием титана (15), ферротолиты и толеиты с повышенным содержанием титана (16); 17-18 – поднятие Уэда: ферротолиты (17), субщелочные базальты (18). 4-7, 10-18 – (Петрологические провинции..., 1996).

Гавайского и Императорского хребтов. Это двойственное положение провинции прослеживается и по сочетанию на петрохимической диаграмме ферробазальтового тренда с доминирующим трендом сиалической направленности, характерного для гавайских лав, рассматриваемых ниже.

На океаническую абиссальную плиту и асейсмичные поднятия на северо-западе Тихого океана накладывается молодая (кайнозойская) вулканическая цепь (рис. 6.12) – Гавайско-Императорская, протягивающаяся на расстояние около 6 тыс. км, образуя Гавайский и Императорский хребты, и состоящая более чем из 100 щитовых вулканических построек. Вулканы Гавайско-Императорской цепи сложены на 95-99% комплексом титанистых толеитовых базальтов и только 1-5% их объема составляют породы дифференцированной субщелочной (анкармиты, гавайиты, муджиериты, бенморейты, трахиты) и щелочно-базальтовой (нефелиновые базальты и базаниты, нефелениты) серий (Macdonald, Katsura, 1964; Clague, Dalrymple, 1987)

Формирование Гавайско-Императорской вулканической цепи длится более 65 млн лет – от границы мела и палеогена до настоящего времени с последовательным уменьшением возраста вулканических построек в юго-восточном направлении. Соответственно Гавайско-Императорская цепь подразделяется по возрасту на две провинции – Гавайских островов (8, рис. 6.1) (олигоцен-голоценовую) и Императорскую (9, рис. 6.1) (палеогеновую).

**Гавайская провинция** охватывает острова и подводные горы одноименного хребта, протягивающиеся на расстояние около 3 тыс. км (рис. 6.12). Средняя ширина хребта по изобате 4 тыс. м, оконтуривающей его наиболее крупные звенья, – 100-200 км. Самые высокие горы Гавайского архипелага поднимаются на 3-4 км над уровнем океана и более чем на 10 км над дном

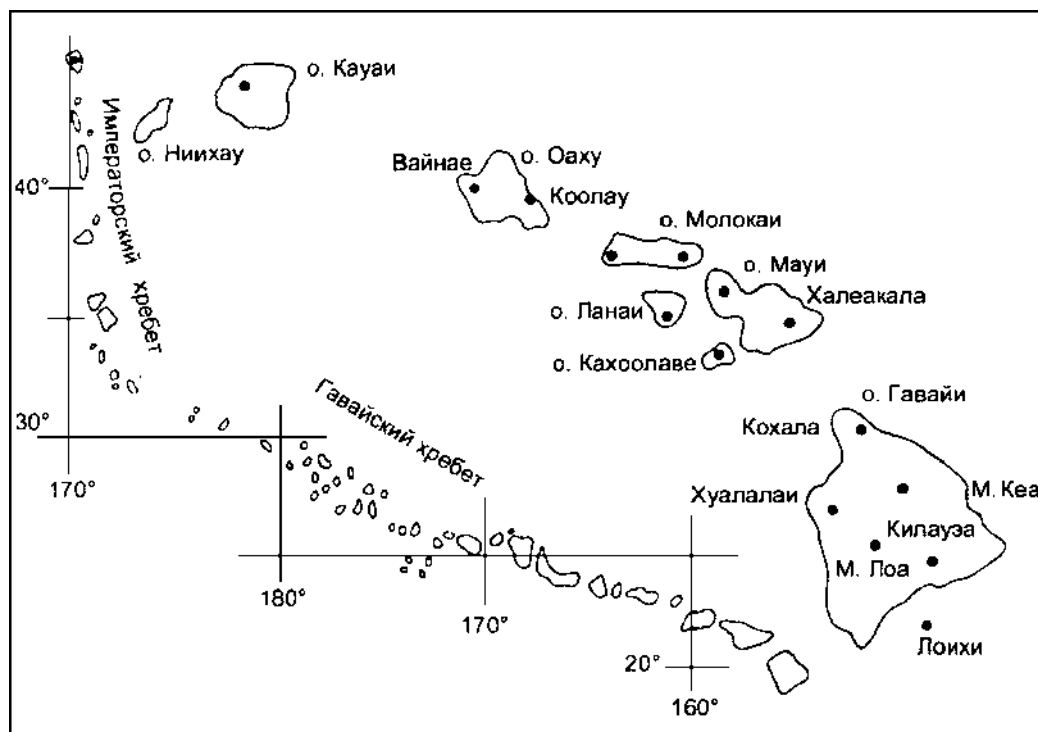


Рис. 6.12 Схематическая карта морфоструктур Гавайско-Императорского хребта. Точками отмечены вулканы



океанического дна. Прогибы шириной до 80 км, по обе стороны от хребта, обрамляющиеся широкими пологими поднятиями, называемыми Гавайским валом (Вуллард, 1970; Головинский, 1985).

Наибольший из Гавайских островов – Гавайи или Большой, диаметром более 100 км, состоит из пяти сомкнувшихся действующих вулканов, другие острова также состоят из двух и более потухших вулканов. С юго-востока на северо-запад выделяется три группы островов. К первой группе относятся главные острова с хорошо выраженными вулканическими постройками – Гавайи, Мануи, Оаху, Кауаи, Молокаи, Ланаи, Ниихау и Коолау. Невысокие острова, являющиеся остатками разрушенных вулканов, иногда с построенными на них коралловыми рифами, относятся к островам второй группы: острова Нихоа, Неккер и Гарднер. Третья группа островов – коралловые атоллы без видимых над поверхностью древних вулканов. При этом информация по вулканизму Гавайского хребта дополняется работами, посвященными описанию подводного вулкана Лоихи, находящегося в 30 км к юго-востоку от Гавайских островов (Moore et al., 1982; Hawkins, Melchior, 1983).

Толщина земной коры на островах меняется от 12-14 км на о-ве Ланаи и до 18-21 км на островах Оаху, Мануи и Гавайи. В общем происходит увеличение мощности земной коры Гавайского архипелага в направлении, в котором происходит снижение возраста вулканических образований. Повышенная мощность земной коры под Гавайским хребтом по сравнению с окружающими абиссальными равнинами, а также пониженные значения аномалий в редукции Буге, сравнимые с известными на поднятии Шатского, позволяют предполагать существовавшие в цоколе хребта относительно древнего поднятия, на которое наложилась позднекайнозойская вулканическая зона (Меланхолина, 1988). Время формирования поднятия можно считать меловым, так как базальтоиды мелового возраста отмечены в составе драгированных образцов к югу и северу от Гаваев (Clague, Dalrymple, 1987).

Изучение Гавайского архипелага показало закономерное изменение состава пород в процессе развития и старения вулканов, подразделяющихся на ряд стадий. Со времени работ Дж. Макдональда (Macdonald, Karsura, 1964; Macdonald, 1968) было принято выделять в этом процессе четыре стадии формирования гавайских вулканов: 1 – образование щитовой вулканической постройки в результате излияния жидких толеитовых лав; 2 – заполнение кальдеры излияниями как толеитовых, так и субщелочных базальтовых лав, сопровождавшихся большим количеством газовых эманаций; 3 – посткальдерная стадия, во время которой на вершине щита формировалась тонкая лавовая шапка, состоящая из пород дифференцированной субщелочной ассоциации; 4 – постэрозионная стадия, представленная извержениями преимущественно щелочных нефелиновых базальтов. В последнее время эта схема была дополнена Д. Клейком и Дж. Далримплом (Clague, Dalrymple, 1987), выделявшими предщитовую (начальную) стадию, проявившуюся при заложении вулкана Лоихи и представленную базанитами, щелочными и субщелочными базальтами. Петрогенетические диаграммы представлены на рис. 6.13 (табл. 6.10, 6.11). Толеиты Гавайских островов меняются от афанитовых плотных разностей до порфириновых пузыристых лав. Оливиновые толеиты обычно порфириновые и содержат значительное количество вкрапленников оливина  $Fo_{84-87}$ , располагающихся в субкристаллическом стекловатом матриксе с микролитами плагиоклаза  $An_{60-65}$ , авгита  $Wo_{31-41}En_{47-49}Fs_{10-22}$  и рудного вещества. Кварцевые толеиты содержат вкрапленники плагиоклаза  $An_{60-43}$ , небольшое количество гиперстена, часто окаймленного пижонитом,

и зонального субкальциевого авгита  $Wo_{20-30}En_{39-58}Fs_{22-31}$  (Йодер, Тилли, 1965). Для гавайских базальтов характерна высокая степень дифференциации магмы: они образуют непрерывную серию от пикритов (19-21% MgO) до пересыщенных (кварцнормативных) толеитов (6.5-7% MgO), причем, состав пород этой серии остается стабильным на всем протяжении периода ее формирования от начала палеогена в Императорском хребте до настоящего времени на о-ве Гавайи. Детальное петрохимическое изучение серии по образцам из лавовых потоков Гавайских островов, проведенное Б.М. Ганном (Gunn, 1971) и Л.С. Бородиным (1981) показало, что главным процессом, обусловившим образование гавайской серии, явилась кристаллизационная дифференциация исходной оливин-толеитовой магмы (наиболее характерный тип пород с 9-13% MgO) посредством фракционирования оливина, реже плагиоклаза и клинопироксена.

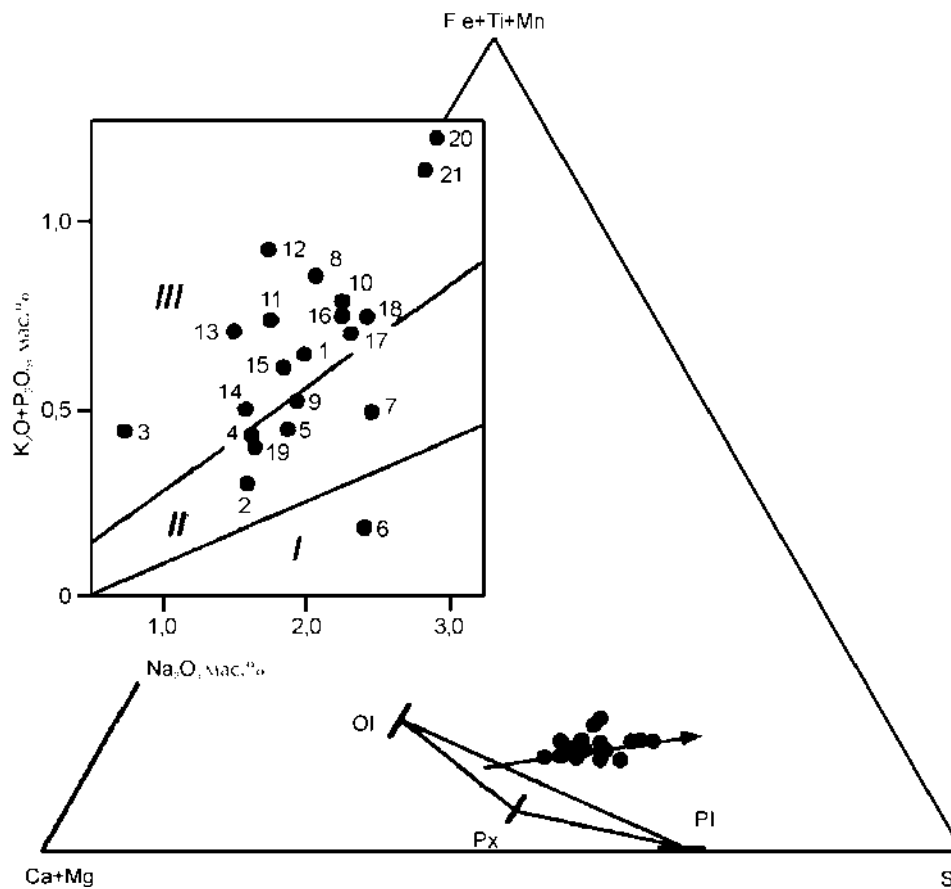


Рис. 6.13 Схема дифференциации толеитовых и субщелочных базальтов Гавайской вулканической провинции (по табл. 6.10, 6.11)

**Императорская провинция** охватывает гайоты и подводные горы Императорского хребта, протяженностью более 3 тыс. км при ширине около 150 км. Здесь сосредоточено более сорока вулканических построек, возвышающихся над абиссальными равнинами на 3 и более км, диаметр основания вулканических построек варьирует от 35 до 170 км. Мощность земной коры Императорского хребта в отличие от Гавайского мало отличается от мощности окружающих абиссальных равнин (Меланхолина, 1988).

Т а б л и ц а 6.10. Средний химический состав (приведенный к 100%) и абсолютный возраст материнских оливиновых толеитов Гавайских островов

№ на рис. 6.1	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	48.9	48.2	49.7	47.3	46.4	49.2	51.5	46.9	48.4	48.4	47.4	47.2	47.5
TiO <sub>2</sub>	2.34	1.93	2.01	2.14	2.22	2.08	1.68	2.46	2.06	2.49	2.59	2.47	2.44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.1	13.5	13.2	12.6	12.9	11.8	13.2	13.4	12.5	12.1	11.5	11.1	11.7
FeO*	11.4	11.8	10.9	12.2	12.4	11.9	10.4	11.9	11.9	12.1	12.4	12.4	11.8
MnO	0.17	0.17	0.18	0.17	0.18	0.19	0.15	0.15	0.17	0.16	0.15	0.15	0.20
MgO	12.7	13.1	12.1	13.7	13.8	13.2	11.7	13.2	13.3	12.6	13.8	13.8	13.1
CaO	9.7	9.4	9.6	9.8	9.7	8.9	8.3	9.1	9.2	8.1	9.4	9.4	10.7
Na <sub>2</sub> O	1.99	1.62	0.76	1.66	1.89	2.42	2.47	2.07	1.93	2.28	1.77	1.77	1.62
K <sub>2</sub> O	0.44	0.10	0.33	0.23	0.20	0.18	0.27	0.53	0.30	0.49	0.26	0.26	0.39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.20	0.13	0.20	0.25		0.22	0.35	0.23	0.31	0.70	0.70	0.34
К-Аг возраст, млн лет	0	0,40	0,86	1,32	1,52	1,89	2,6	3,7	5,8	5,5	7,2	7,2	12,0

Пр и м е ч а н и е: Вулканы: 1 – Килауэа, 2 – Кохала, 3 – Халеакала, 4 – Западное Мауи, 5 – Восточное Молокаи, 6 – западное Молокаи, 7 – Кулау, 8 – Вайнае, 9 – Кауаи, 10 – Нихау, 11 – Нихоа, 12 – Неккер, 13 – Лаперуз (Kirkpatrick et al., 1980; Dalrymple et al., 1980)

На петрохимических диаграммах вулканических пород Императорского хребта (рис. 6.14, табл. 6.12) четко видно обособленное положение пикритов, бимодальность их гипербазит-базитовой серии, отражающую несмесимость исходной магмы.

Щелочные базальты скв. 434С содержат 5-15% вкрапленников измененного оливина Fo<sub>50-85</sub>, зонального плагиоклаза An<sub>55-80</sub>, клинопироксена Wo<sub>38-45</sub>En<sub>38-46</sub>Fs<sub>16-17</sub>, ильменита, титаномагнетита и хромистой шпинели. Основная масса содержит полевые шпаты An<sub>61</sub>Or<sub>1</sub>-An<sub>5</sub>Or<sub>35</sub>, ильменит, титаномагнетит и апатит. В незначительных количествах присутствуют пирит и халькопирит, появление которых отмечено в породах нижней части потоков. Примерно такой же минеральный состав имеют щелочные базальты скв. 433А, 433В и 432.

Скважина 430, пробуренная в зоне атолла Оджин, достигла базальтового фундамента на глубине 59-118 м под дном океана (1540-1660 м ниже уровня океана). Скважиной подсечено пять лавовых потоков, из которых четыре верхних сложены гавайитами, а нижний – толеитами. Гавайиты афировые и редкопорфировые породы, содержащие вкрапленники оливина Fo<sub>59-61</sub> и зонального плагиоклаза, варьирующего по составу от андезина An<sub>48</sub>Or<sub>3</sub> до щелочного олигоклаза An<sub>11</sub>Or<sub>27</sub>. Микровкрапленники клинопироксена Wo<sub>42</sub>En<sub>37-42</sub>Fs<sub>18-23</sub> наблюдаются в основной массе из микролитов клинопироксена Wo<sub>43-44</sub>En<sub>35-39</sub>Fs<sub>18-20</sub>, ильменита, титаномагнетита, апатита и глинистых минералов, развитых по вулканическому стеклу.

Как видно из приведенного описания, гавайские щелочные базальты не содержат такие характерные минералы как нефелин, щелочные пироксены и амфиболы, типичные для этого типа пород. Нормативный состав пород показывает присутствие нефелина в количестве 0.5-1.5%. На диаграмме SiO<sub>2</sub>-(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) точки состава базальтов кальдерного комплекса располагаются вдоль границы субщелочного и щелочного полей и только составы гавайитов приурочены к полю щелочных базальтов. Следовательно, кальдерный комплекс Гавайских островов в петрографическом отношении является субщелочным. Типично щелочными породами являются образования послезероизи-

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Т а б л и ц а 6.11. Химический состав вулканических пород Гавайских островов

№ на рис. 61	14 (1)	15 (7)	16 (3)	17 (10)	18 (12)	19 (1)	20 (1)	21 (1)
SiO <sub>2</sub>	47.65	48.54	49.80	51.00	51.02	48.05	44.04	44.51
TiO <sub>2</sub>	1.75	2.15	2.63	2.50	2.52	1.83	3.12	2.99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.93	11.37	13.46	13.59	13.81	9.89	14.28	14.14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.88	5.10	3.10	3.77	4.81	13.44	15.38	15.43
FeO	8.63	7.33	8.60	8.33	7.27			
MnO	0.16	0.17	0.19	0.17	0.18	0.17	0.20	0.20
MgO	18.07	11.94	7.43	7.10	6.75	16.31	8.23	8.89
CaO	8.67	9.56	11.50	10.69	10.75	7.77	11.04	10.61
Na <sub>2</sub> O	1.60	1.87	2.26	2.32	2.42	1.67	2.94	2.86
K <sub>2</sub> O	0.30	0.36	0.47	0.41	0.45	0.26	0.87	0.82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.26	0.30	0.30	0.31	0.16	0.39	0.35
п.п.п.	0.23	0.35	0.47	0.17	0.17	0.75	0.41	0.51
Сумма	101.08	99.00	100.21	100.52	101.08	99.55	100.49	101.31
f	27.3	35.9	46.2	48.0	49.1	29.4	48.5	46.7
Rb	13	9.5	15	12	12	4.1	19.9	18.8
Sr						207	616	582
Ba	109	95	134	107	123	57	350	391
Zr	101	125	169	136	163	103	200	166
Ni	790	540	110	100	93	103	109	139
Cr	1123	895	322	332	327	804	167	289
V						205	346	324
La	8.4	10.4	13.5	11.0	12.0	7.1	25.9	23.7
Ce	21.4	25.3	32.6	27.2	29.3	18.8	58.0	50.6
Nd	14.9	13.5	23.0	19.5	20.0	12.3	30.7	26.1
Sm	4.04	4.86	5.77	5.53	5.73	3.73	6.85	6.01
Eu	1.30	1.56	1.90	1.82	1.90	1.39	2.38	2.21
Gd	3.7	5.0	6.60	6.15	6.35			
Tb	0.67	0.78	0.91	0.96	0.97	0.71	1.08	0.97
Tm	0.24	0.26	0.30	0.33	0.33			
Yb	1.61	1.86	2.14	2.22	2.25	1.73	1.92	1.83
Lu	0.24	0.26	0.32	0.28	0.31	0.27	0.27	0.27
La/Sm	1.30	1.35	1.47	1.25	1.32	1.20	2.38	2.48

Примечание. 14-18 – о-ва Гавайи, вулкан Килауэа: пикриты (14), оливиновые толеиты (15); 16-18 – толеитовые лавы: доисторические, ≈ 2 млн лет (16), промежуточные (17), современные (18) (Casadevall, Dzurisin, 1987); 19-21 – о-в Мауи, вул. Халеакала (Chen, Frey, 1983): 19 – пикротолиты (С-122), 20 – субщелочные оливиновые базальты (Н65-4), 21 – субщелочные оливиновые базальты (Н65-11).

онного комплекса, представленного в основном нефелиновыми базанитами и нефелинитами.

Повышенные содержания легких редкоземельных элементов, как и титана, являются наиболее характерным геохимическим признаком толеитов гавайского типа, четко отличающегося от толеитов срединно-океанических хребтов и абиссальных равнин. Эта особенность была подмечена еще в ранней работе Дж.Г. Шиллинга (1973), что позволяет называть толеиты гавайского типа редкоземельно-титанистыми.

В общем, изложенные материалы свидетельствуют, что главным механизмом формирования толеитов вулканов Императорских гор, являлась внут-

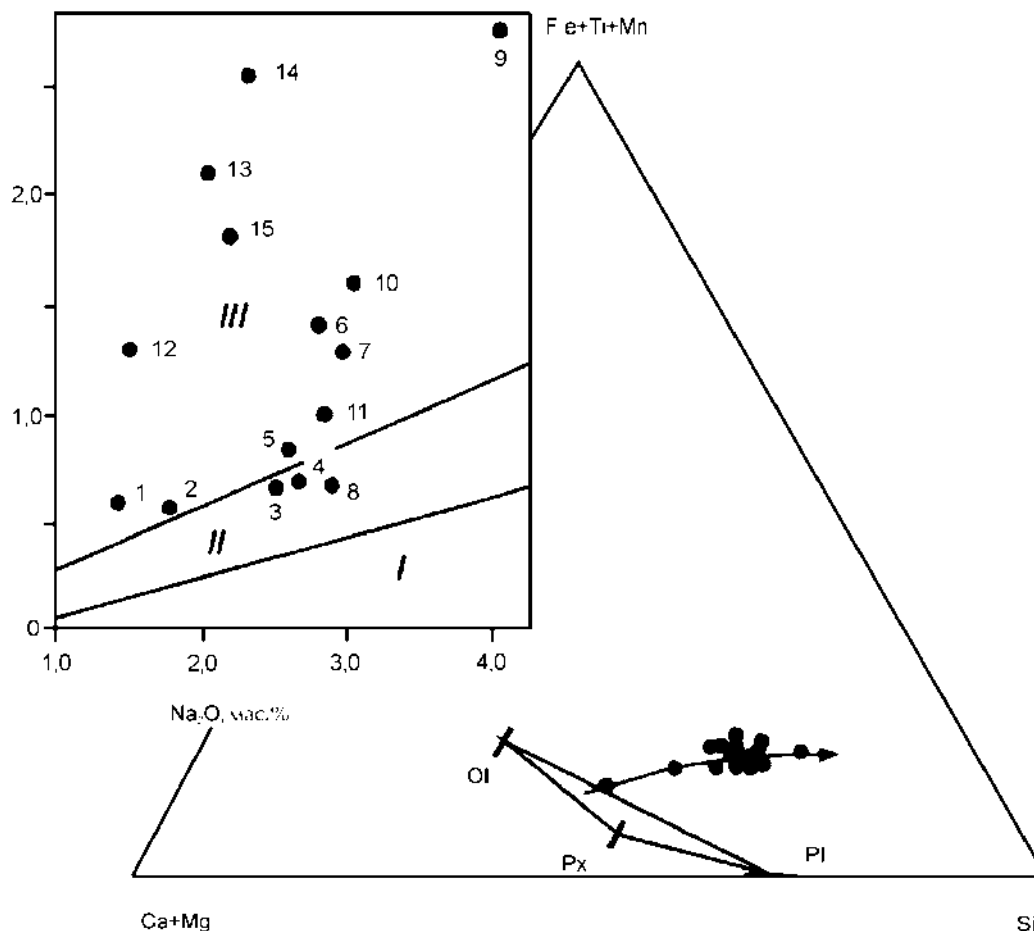


Рис. 6.14. Схема дифференциации толеитовых и субщелочных базальтов Императорского хребта (по табл. 6.12)

рикамерная кристаллизационно-эманационная дифференциация исходной оливин-толеитовой магмы (12-14% MgO) с накоплением пикротолеитовых и подкисленных расплавов в ее прикровлевой части. Вскрытие камеры и извержение порций расплава происходило сверху вниз, причем одновременно камера подпитывалась снизу исходным расплавом за счет селективного выплавления из мантийного ультрабазитового субстрата. При подъеме расплавов

Таблица 6.12. Химический состав вулканических пород скважин бурения и гайотов Императорского хребта

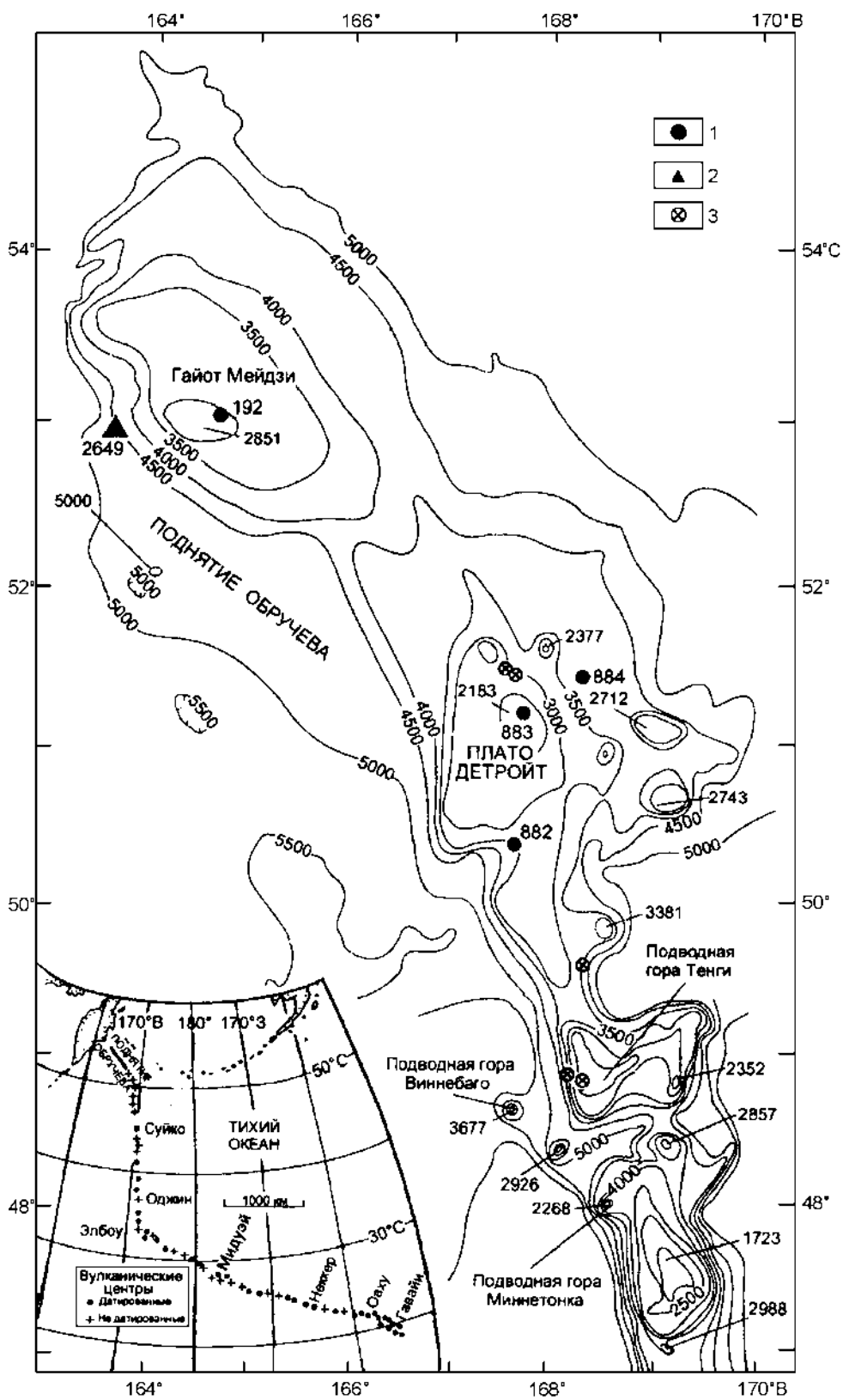
	1 (7)	2 (4)	3 (85)	4 (20)	5 (17)	6 (26)	7 (14)	8 (2)
SiO <sub>2</sub>	43.72	45.25	46.55	48.06	45.84	45.89	45.83	48.27
TiO <sub>2</sub>	1.17	1.71	2.12	2.51	2.34	2.26	2.74	2.77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.29	12.57	13.96	14.59	14.64	14.24	15.15	15.36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.28	4.80	4.94	3.84	7.18	8.79	6.78	3.24
FeO	10.14	8.48	7.34	8.36	6.35	4.53	6.22	8.96
MnO	0.17	0.16	0.16	0.15	0.18	0.17	0.15	0.18
MgO	23.00	14.68	9.45	6.69	7.11	7.86	6.86	5.52

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Окончание табл. 6.12

	1 (7)	2 (4)	3 (85)	4 (20)	5 (17)	6 (26)	7 (14)	8 (2)
CaO	5.14	6.55	8.88	10.14	9.68	7.68	9.12	11.01
Na <sub>2</sub> O	1.43	1.77	2.49	2.68	2.60	2.82	2.99	2.90
K <sub>2</sub> O	0.45	0.35	0.35	0.39	0.49	1.04	0.88	0.36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.22	0.31	0.29	0.33	0.35	0.37	0.29
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4.50	4.17	3.71	1.87	2.53	2.75	1.96	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>				1.24	0.77	1.16	0.90	1.43
CO <sub>2</sub>							0.17	
Сумма	100.20	100.61	100.26	100.81	100.05	99.54	99.95	100.29
f	22.9	32.9	41.2	49.8	50.3	47.0	50.2	54.7
Rb	7	6	4	5	9	9	7	2.2
Sr	105	163	276	311	330	312	344	392
Ba	49	118	66	73	63	62	117	116
Zr	58	96	127	159	140	142	180	171
Ni	875	385	208	63	87	69	98	59
Cr	550	453	281	130	126	114	159	97
V	116	189	216	282	187	184	270	305
La/Sm			1.42	1.37		1.31	1.35	1.39
	9 (22)	10 (4)	11 (6)	12 (4)	13 (4)	14 (11)	15 (9)	
SiO <sub>2</sub>	49.09	47.00	48.03	44.64	44.92	42.92	43.45	
TiO <sub>2</sub>	2.94	2.72	1.75	2.66	2.39	3.12	2.68	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.67	16.24	16.79	12.36	13.73	13.75	13.61	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.26	2.86	7.37	8.19	7.93	10.11	10.61	
FeO	8.48	9.45	4.96	6.12	5.73	4.29	3.45	
MnO	0.11	0.15	0.15	0.22	0.21	0.19	0.23	
MgO	4.41	6.01	4.99	10.20	6.19	5.60	8.32	
CaO	7.10	9.30	10.46	7.44	10.12	9.58	7.92	
Na <sub>2</sub> O	4.11	3.06	2.78	1.50	2.06	2.36	2.22	
K <sub>2</sub> O	1.62	1.02	0.73	0.71	0.60	0.91	0.97	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.10	0.56	0.25	0.57	1.50	1.62	0.82	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.01			5.19	4.10	5.26	5.42	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1.02	2.13	0.73					
CO <sub>2</sub>	0.07		1.42*	0.06**	0.20**	0.19**	0.10**	
Сумма	100.99	100.50	99.68	99.84	99.60	99.82	99.76	
f	59.2	52.8	56.5	42.5	55.6	57.2	46.7	
Rb	27	14	22	33	41	42	40	
Sr	587	529	180	153	266	408	352	
Ba	365	326	49	44	28	137	190	
Zr	414	182	118	160	145	219	172	
Ni	19	68	78	270	165	158	234	
Cr	21	100	144	412	480	288	408	
V	188	248	246	176	160	170	135	
La/Sm								

Примечание: Центральная часть хребта (1-10) – скв. 433 С: пикрит (1), пикротолит (2), оливиновый толит (3), кварцнормативный толит (4), ферротолит (5), оливиновый толит переходной НТ (6), субщелочной базальт (7); скв. 430 – толит (8), гавайит (9); скв. 432 – субщелочной базальт (10); Северная часть хребта, возв. Обручева – толит (11); Южная часть хребта (12-15) – горы Милуоки – нижний комплекс, оливиновый толит (12), кварцнормативный толит (13), субщелочной базальт (14), средне-верхний комплекс, оливиновый толит (15). \* – п.п.п., \*\* – F.



в жерле и боковых каналах могла осуществляться дополнительная кристаллизационно-эманационная дифференциация, но она не играла существенной роли. При формировании вулканической постройки вулкана Суйко описанный ритм (цикл) извержений повторялся не менее шести раз, чередуясь с перерывами в извержениях, необходимых для повторного заполнения магматической камеры расплавом и кристаллизационно-эманационной дифференциации. Затем последовал длительный перерыв, обусловленный прекращением процесса подпитки магматической камеры, что привело к проседанию ее свода и образованию кальдеры. Позднее отмечаются извержения небольших объемов щелочно-базальтовой магмы, генерируемой, вероятно, мантийным диапиром, служащим источником тепла и трансмагматических флюидов (Голубева, 1990).

Таким образом, процесс формирования вулканических построек типа вулкана Суйко представляется весьма длительным, продолжавшимся, вероятно, в течение нескольких млн лет. Продолжительность вулканической активности вулкана Суйко можно приближенно оценить в 4-5 млн лет.

По данным Дж. Дальримпла с соавторами (Init.Repts DSDP, v. 55, 1980, p. 659-676), абсолютный возраст (Ar-Ar метод) толеитов докальдерного комплекса вулкана Суйко оценивается в пределах 69.9-65.3 млн лет, щелочных базальтов кальдерного комплекса – 64.3-59.4 млн лет. Наиболее надежными цифрами абсолютного возраста докальдерного комплекса пород принимается возраст 64.7–59.4, а для послекальдерного – 59.6 млн лет (цифра получена по драгированному обломку муджиерита). Возрастными датами для кальдерных комплексов других гайотов Императорского хребта принимаются: Нинтоку – 56.2 млн лет (щелочные базальты скв. 432), Оджин – 55.2 млн лет (гавайиты и толеиты скв. 430).

Следовательно, можно считать, что основные щитовые вулканы Императорской зоны сформировались примерно в одинаковое время, но продолжительность вулканической деятельности каждого вулкана варьировала.

На северном продолжении Императорского хребта располагается обширное поднятие Обручева (рис. 6.15), к югу от которого находится гайот Суйко, представляющий собой самый северный вулканический центр с надежно датированным возрастом (65 млн лет). Поднятие Обручева представляет собой крупное (600x300 км по изобате 5000 м) сводово-глыбовое сооружение, состоящее из двух блоков – северо-западного (собственно поднятия Обручева) и юго-восточного (плато Детройт), разделенных седловиной.

На гайоте Мейдзи в западной части поднятия Обручева скв. 192 вскрыла мощную толщу морских осадочных пород, имеющих возраст от голоцена до маастрихта (Scholl, Creager, 1973). В забое скважины в интервале 1044-1057 м были пройдены пять базальтовых потоков шаровых лав с хорошо выраженной стекловатой коркой закалывания. Базальты характеризуются клинопироксен-плагиоклазовой ассоциацией вкрапленников и стекловатой основной

*Рис. 6.15.* Батиметрическая карта и расположение скважин глубоководного бурения и станций результативного драгирования коренных пород на поднятии Обручева и плато Детройт (по И.А. Тарарину и Б.Я. Карлу, 2000).

Батиметрия подводных гор и вулканов Императорского хребта (по Jackson et al., 1980). Изобаты в метрах. Проекция карты меркаторская. На врезке показаны главные вулканические центры Гавайско-Императорской вулканической цепи (Lanphere et al., 1980).

1 – скважины глубоководного бурения (скв. 192. (Stewart et al., 1973); скв. 882-884 (Shipboard Sci. Party, 1993); станция драгирования 2649 НИС «Профессор Богоров», 22 рейс, 1986 г. (Говоров и др., 1993); 3 – станции результативного драгирования побочных кратеров вулканов северной части Императорского хребта (Lonsdale et al., 1993)



массой, содержащей многочисленные микролиты оливина, клинопироксена и плагиоклаза. Породы очень сильно изменены.

Изотопные определения возраста толеитовых базальтов скв. 192, выполненные K-Ar и Ar-Ar методами по валовым пробам пород и калиевому полевоому шпату, дали значительный разброс значений от  $61.9 \pm 5.0$  до  $22.3 \pm 0.7$  млн лет (Dalrymple et al., 1980). Поэтому, учитывая маастрихтский возраст перекрывающих осадочных образований, минимальный возраст формирования базальтов определяется величиной  $61.9 \pm 5.0$  млн лет (Dalrymple et al., 1980).

Базальты ст. 2649 являются фрагментами шаровых лав со стекловатыми корками закаливания. Порфиновые выделения величиной до 1 см представлены лабрадором, меньше – оливином и очень редко – клинопироксеном, располагающимися в интерсертальной основной массе, состоящей из плагиоклаза, клинопироксена и небольшого количества вулканического стекла (Говоров и др., 1993; Карп и др., 1988). Оливин полностью замещен вторичными продуктами, а плагиоклаз и клинопироксен относительно свежие. Стекловатый базис преобразован в смектит, филлипсит и гидроокислы железа.

По составу (средний состав базальтов по 7 пробам следующий:  $\text{SiO}_2$ -47.79 мас. %;  $\text{TiO}_2$ -1.88;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -16.62;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -6.69;  $\text{FeO}$ -5.64;  $\text{MnO}$ -0.16;  $\text{MgO}$ -5.43;  $\text{CaO}$ -10.18;  $\text{Na}_2\text{O}$ -2.91;  $\text{K}_2\text{O}$ -0.86;  $\text{P}_2\text{O}_5$ -0.34; П.п.п.-1.43;  $\text{Co}$ -37 г/т;  $\text{Ni}$ -89;  $\text{Cr}$ -147;  $\text{V}$ -227;  $\text{Cu}$ -137 (Карп и др., 1988) драгированные базальты обнаруживают большое сходство с толеитами щитовой стадии, вскрытыми скважинами глубоководного бурения (скв. 430-433) на гайотах центральной группы Императорского хребта.

В 1988 году Скриппсовским институтом океанографии были проведены обширные геологические исследования подводных вулканов северной части Императорского хребта (Lonsdale et al., 1993). Были открыты и изучены драгированием многочисленные побочные вулканические кратеры, приуроченные к вершинным частям гайотов. Оказалось, что конуса побочных кратеров сложены щелочными породами – гавайитами и муджиеритами и реже нефелиновыми мелилититами (Lonsdale et al., 1993). По аналогии с хорошо изученными вулканами Гавайского хребта щелочные базальтоиды побочных кратеров гайотов северной части Императорского хребта были отнесены к постщитовой стадии формирования вулканов. В нефелиновых мелилититах, поднятых в составе лапиллиевых туфов плато Детройт, обнаружен небольшой обломок перидотита, состоящего из форстерита  $\text{Fo}_{90-92.5}$ , ортопироксена  $\text{En}_{90.1}$ , клинопироксена  $\text{Wo}_{47.1}\text{En}_{48.5}\text{Fe}_{4.4}$  и хромистой шпинели. Составы минералов перидотита сходны с составом аналогичных минералов шпинелевых лерцолитов Гавайских островов (Lonsdale et al., 1993). Нефелиновые мелилититы плато Детройт, по мнению (Lonsdale et al., 1993), принадлежат к более молодой постэрозионной (alkalic rejuvenated stage) стадии вулканизма, формирование пород которой происходит со значительным отрывом от щитовой стадии развития вулканов гавайского типа. Наиболее вероятный возраст щелочного магматизма плато Детройт около 60 млн лет.

Получается, таким образом, что гайот Суйко представляет самый древний (65 млн лет) центр вулканизма рассматриваемой структуры Тихого океана, от которого он раскрывался в северном и южном направлениях. Южная его ветвь продолжает развиваться и в настоящее время, определяясь распространением на юго-восток последовательной инверсии рифтогенного прогиба с характерной для нее сменой толеит-базальтового магматизма щелочным, сопровождаемой утолщением океанической коры более чем вдвое на острове Гавайи (рис. 6.16). На нем продолжается вулканизм завершающей цикла ще-

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ТИХОГО ОКЕАНА

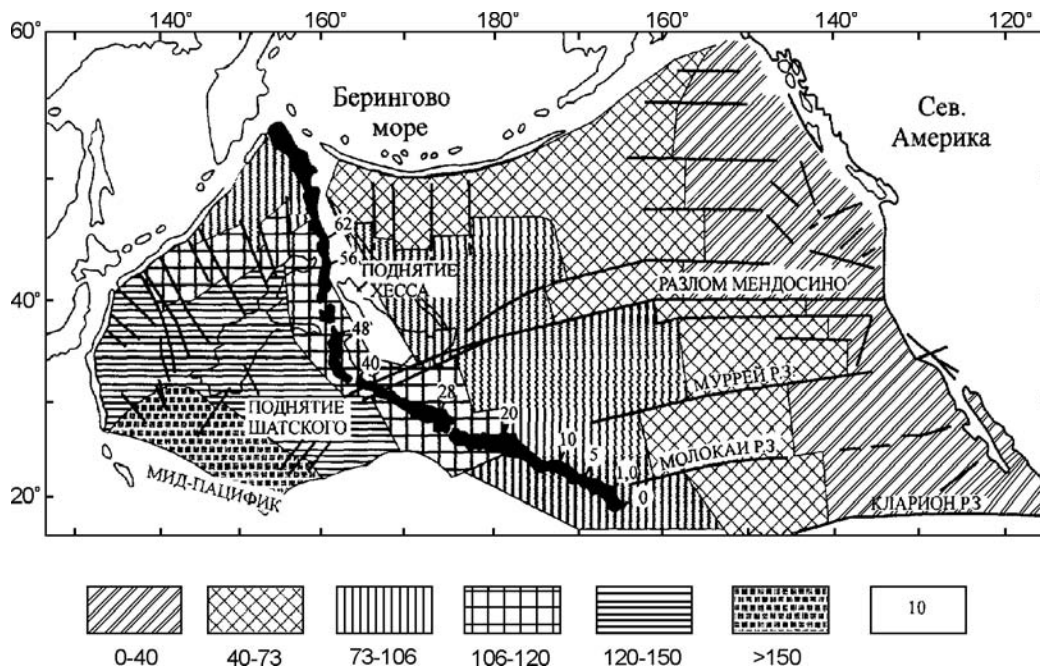


Рис. 6.16. Возраст океанической коры (млн лет).

Цифрами вдоль Гавайского и Императорского хребта (черный цвет) даны возрасты вулканических построек (Hilde et al., 1976; и др.). Гайот Суйко – возраст примерно 62-65 млн лет

лочной фазы, сопровождаемой выносом лавами реликтовых останцов замещаемого на глубине ультраосновного мантийного субстрата. В результате сформировалось новообразованное Гавайское асейсмичное поднятие с утолщенной корой. Развитие следующего в рассматриваемом ряду подводного вулкана Лоихи еще не достигло щелочной инверсионной стадии и не сопровождается утолщением коры, свойственного щелочному магматизму. В Гавайском архипелаге самая мощная кора сопряжена с развитием современного щелочного магматизма (о-в Гавайи). Переход к более древним его проявлениям коррелируется с погружением островов, сменяющихся подводным Императорским хребтом, мощность коры в котором отличается от нормальной океанической коры. В океанах, как и в тафрогенных структурах континентов погружение коррелируется с утонением коры, обусловленным встречным подъемом поверхности Мохоровичича. Вулканизм Императорского хребта накладывается на древний вулканический комплекс обширной Северо-Западной провинции (рис. 6.16, 6.17, табл. 6.13, 6.14). Она охватывает асейсмичные поднятия Хесса и Шатского (10, рис. 6.1), которые в меловое время представляли единую структуру, а также краевой вал Хоккайдо-Зенкевича. Характерный для этой провинции калиевый уклон субщелочных и щелочных базальтов этой провинции сочетается с сильной продвинутой сиалического тренда дифференциации в области кислых составов. Расщепление расплава порождало ферробазальты, богатые титаном.

Драгирование дна поднятия Хесса и прилегающей котловины показало, что в основании восточного склона поднятия Хесса находятся альбские (около 100 млн лет) толеитовые и субщелочные базальты, имеющие повышенные концентрации калия. В южной части возвышенности драгированы породы

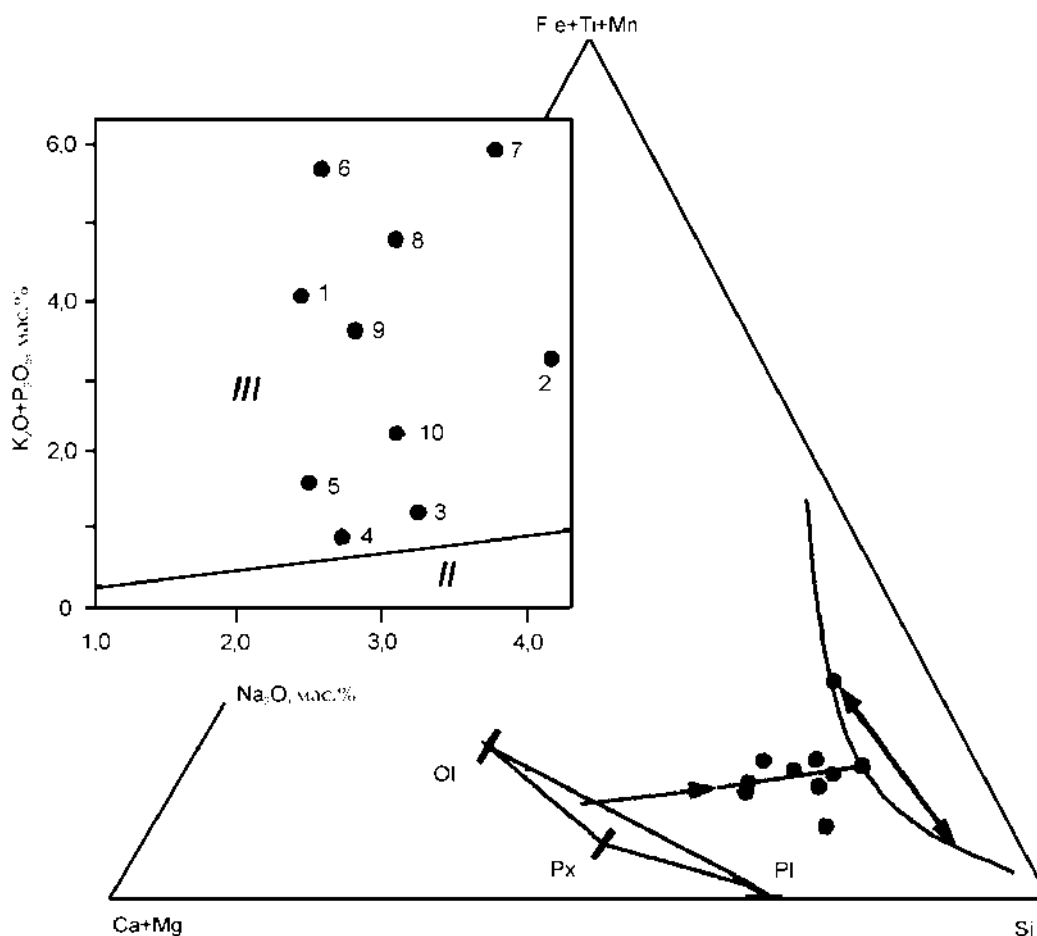


Рис. 6.17. Схема дифференциации субщелочных и щелочных калиевых базальтов Северо- Западной провинции Тихого океана (по табл. 6.13)

дифференцированной серии, а в скважине 464, пробуренной на северном фланге поднятия, выявлены субщелочные базальты.

Породы возвышенности Шатского независимо от их состава обогащены калием (табл. 6.13). Содержания в них титана варьирует независимо от концентрации железа и щелочей. Базальты представлены порфировыми породами, содержащими 15-20% вкрапленников зонального плагиоклаза и микровкрапленников оливина. Состав плагиоклаза варьирует от лабрадор-битовнита в центре кристаллов до андезин-олигоклаза на их краях. Основная масса базальтов характеризуется микроофитовой или пойкилоофитовой структурами и состоит из микролитов плагиоклаза и авгита, погруженный в насыщенный рудным веществом мезостазис. Шаровыми лавами оливин-пироксеновых субщелочных стекловатых базальтов сложена наиболее глубокая часть разреза возвышенности Шатского, что установлено драгированием его северо-восточной части. Вкрапленники оливина, клинопироксена и плагиоклаза этих пород нередко образуют гломеропорфировые скопления, а основная масса имеет интерсертальную, гиалопилитовую или метельчатую структуру, обусловленную присутствием сноповидных агрегатов пироксена и высоким содержанием Fe-Ti-оксидов.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Т а б л и ц а 6.13. Химический состав толеитовых, субщелочных и щелочных базальтов Северо-Западной провинции

	1(2)	2 (2)	3(3)	4 (2)	5 (3)	6(2)	7 (7)	8 (3)	9 (15)	10 (7)
SiO <sub>2</sub>	49.38	49.69	46.16	48.51	47.78	50.15	48.83	46.06	47.82	47.89
TiO <sub>2</sub>	1.16	1.47	1.74	1.55	1.38	1.54	1.35	1.90	2.15	2.80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.68	17.06	15.95	14.83	16.06	15.72	18.95	15.26	16.82	17.69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.84	8.01	6.38	5.18	9.50	11.43	4.32	10.62	8.13	9.63
FeO	1.78	3.64	6.81	5.03	2.50	0.12	1.36	0.02	1.38	1.93
MnO	0.13	0.16	0.27	0.15	0.10	0.10	0.15	0.31	0.18	0.14
MgO	2.08	3.95	7.85	5.55	7.15	1.60	1.98	2.78	3.35	3.41
CaO	4.30	4.62	4.32	11.05	8.21	4.63	9.19	6.54	6.56	8.17
Na <sub>2</sub> O	2.38	4.11	3.23	2.71	2.46	2.50	3.68	3.02	2.75	3.06
K <sub>2</sub> O	3.64	2.68	1.25	0.72	1.47	4.87	2.70	3.30	2.98	1.16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.49	0.71	0.09	0.26	0.16	0.95	3.35	1.55	1.72	1.22
п.п.п.	6.82	4.00	5.58	1.06	2.66	4.02	5.95	6.34	3.22	0.29
Сумма	100.20	100.10	99.63	99.37*	99.43	99.85	99.85	99.72	100.18	100.32
f	75.7	62.6	63.	49.5	46.4	78.5	59.8	68.7	59.3	63.5
Rb	20	26					33		20	6
Sr	109	431	167	85	177		847		356	598
Ba	86	63		9			2798		336	594
Zr	64	124	111	50	59		308		168	245
Ni	107	24		50			69		152	104
Cr	330	102		175			59		111	97
V	80	95	1.0**	200			1210		199	315

Примечание: 1,2 – вал Хоккайдо-Зенкевича, толеитовые базальты (1), субщелочные базальты KLAEP (2); 3 – поднятие Хесса, толеиты KLAEP; 4-10 – возвышенность Шатского: толеитовые базальты (4,5), низкотитанистые субщелочные базальты KLAEP (6,7), умереннотитанистые субщелочные базальты KLAEP (8,9), высокотитанистые субщелочные базальты (10).

\* – в сумму включено 2,77% CO<sub>2</sub>; \*\* – La/Sm.

Мощность земной коры возвышенности Шатского достигает 20-25 км. С Северо-Западной котловиной возвышенность сочленяется серией уступов тектонического происхождения, драгирование которых позволило выявить породы фундамента (Кашинцев, Сузюмов, 1981). По мнению Г.Б. Удинцева (1987), изучавшего стратиграфические соотношения в окружающих возвышенность образованиях, возвышенность Шатского существовало как поднятие уже в раннемеловое время, впоследствии она представляла собой крупный остров или мелководье вплоть до миоцена.

Сильный щелочной (калиевый) уклон магматизма в сочетании с высокой пористостью пород, отражающей поверхностный или малоглубинный характер излияний, свидетельствует в пользу первично континентального происхождения асейсмичных плато Северо-Западной провинции Тихого океана.

**Меланезийская провинция** (рис. 6.18, табл. 6.15) протягивается в юго-восточном направлении от Западно-Каролинской впадины вдоль плато Онтонг-Джава и Меланезийской котловины к Центральной котловине Тихого океана (11, рис. 6.1). На севере и востоке провинция ограничена вулканотектоническими структурами поднятия Маршалловых островов и грядой подводных гор и островов Гильберта и Тувалу, на юге – Меланезийской островной дугой, на западе – поднятием Палау. К западу от Меланезийской котловины в северо-западном направлении протягивается вал Капинмаранги,

Таблица 6.14. Химический состав групп (таксонов) базальтов Восточно-Марианской и Северо-Западной провинций (по Э.Д. Голубевой, 1990)

	1(6)	2 (7)	3 (55)	4 (8)	5 (15)
SiO <sub>2</sub>	50.23	50.49	49.86	46.66	47.27
TiO <sub>2</sub>	1.80	1.41	2.54	3.38	1.59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.52	17.07	17.98	15.49	19.24
FeO	10.64	11.09	11.50	13.66	13.49
MnO	0.15	0.13	0.18	0.19	0.18
MgO	7.04	2.58	3.23	6.39	5.23
CaO	8.96	9.66	7.30	9.90	8.52
Na <sub>2</sub> O	2.94	3.05	3.21	2.46	2.42
K <sub>2</sub> O	1.32	3.79	2.58	1.,24	1.37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.40	0.73	1.60	0.69	0.70
f	45.9	70.7	66.3	54.6	59.2
Rb	15	26	27	17	24
Sr	405	431	314	283	226
Ba	337	630	374	117	62
Zr	153	124	185	61	62
Ni	141	24	113	182	247
Cr	280	102	158	289	416
V	153	95	212	190	150

Примечание; 1 – субщелочные базальты KLAEP (Магеллановы горы, поднятия Шатского и Хесса); 2 – щелочные низкотитанистые базальты (поднятие Шатского, плато Огасавара); 3- щелочные высокотитанистые оливиновые базальты (поднятие Шатского), 4 – субщелочные высокотитанистые ферробазальты (плато Огасавара); 5 – субщелочной глиноземистый низкотемпературный ферробазальт (банка Рамапо, плато Огасавара). Суммы приведены к 100 %.

представляющий собой широкое пологое поднятие океанического дна, южная часть которого выделяется как плато Онтонг-Джава.

Своеобразие Меланезийской петрологической провинции заключается в сочетании древних структур плато Онтонг-Джава и Меланезийской котловины (впадина Науру) с позднекайнозойскими структурами (зона Муссау, Каролинское островное поднятие). Базальтовый фундамент Меланезийской и Центральной котловин объединяется в единую рифтогенную структуру Феникс на основании обнаруженной здесь последовательности палеомагнитных аномалий восток-северо-восточного простирания с возрастом от 115 до 150 млн лет (Pitman et al., 1974).

Подводное плато *Онтонг-Джава* западной части экваториальной Пацифики представляет собой обширное поднятие на глубинах около 2 км, а фланги поднятия опущены до глубины 4.5 км. Мощность океанической коры поднятия, покрытого более чем 600 метровой толщей осадков, достигает 40 км. Информация по магматизму плато получена в результате глубоководного бурения (скв. 289, 803 и 807). В скважине 289, пробуренной до глубины 1250 м, под толщей кайнозойских карбонатных осадков встречены верхнемеловые известняки, туфы и относительно свежие базальты, вскрытые в забое скважины. На контакте с осадочными породами базальты характеризуются закалочными структурами, которые вглубь сменяются слабо раскристаллизованными разностями, содержащими до 3% микровкрапленников оливина и плагиоклаза. Ниже вскрываются порфиновые базальты, содержащие 10-15% вкрапленников среднего плагиоклаза, авгита, измененного оливина в стекло-

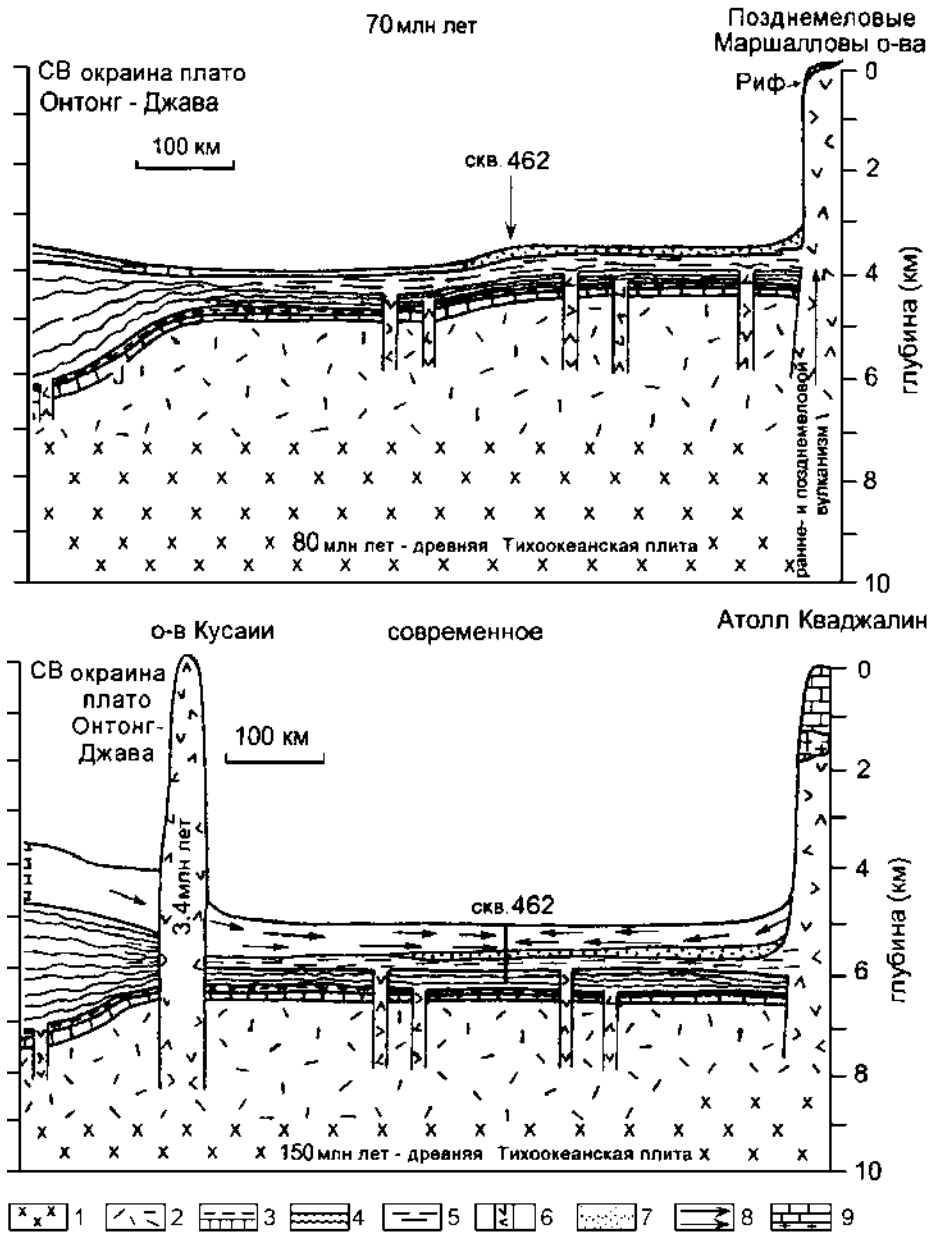


Рис. 6.18. Геологическая эволюция бассейна Науру (Larson, Schlauger, DSDP, Leg 61, 1981, р. 857-862).

1 – юрские габбро, 2 – юрские лавовые покровы и дайки, 3 – юрские и раннемеловые кремнистые глины, 4 – меловые лавовые покровы, 5 – меловые осадки и силловый комплекс, 6 – подводящие каналы мелового вулканизма, 7 – кампан-маастрихтские турбидиты, 8 – пост-меловые турбидиты, 9 – карбонаты атолла

ватом базисе (Init. Repts. DSDP, v. 30, 1975). Химический состав базальтов скв. 289, по мнению Д. Стоссера (Stoeser, 1975), подобен составу толеитов срединно-океанических хребтов.

Пробуренная в северной части плато Онтонг-Джава скв. 807С, прошла 149.7 м базальтового слоя при глубине океана 1379.7 м. Наиболее древний слой осадочных пород над базальтами имеет апт-альбский возраст (около

Таблица 6.15. Химический состав толеитовых базальтов Меланезийской провинции (плато Онтонг-Джава и впадина Науру) (Петрологические провинции..., 1996)

	1 (7)	2 (13)	3 (19)	4 (16)	5 (3)	6 (33)	7 (36)	8 (75)
SiO <sub>2</sub>	49.17	49.12	49.96	49.92	50.41	48.93	49.11	50.11
TiO <sub>2</sub>	1.60	1.34	1.34	1.32	1.33	1.59	1.01	1.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.42	15.38	15.24	14.24	15.06	14.33	14.37	13.90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.43					4.07	1.78	4.08
FeO	7.43	11.24	9.89	11.64	9.52	7.96	9.02	8.82
MnO	0.17	0.17	0.18	0.21	0.21	0.22	0.21	0.22
MgO	7.11	5.27	6.48	7.16	7.85	7.04	8.20	6.83
CaO	10.64	12.66	12.30	12.05	11.92	10.41	11.75	11.37
Na <sub>2</sub> O	2.23	1.95	2.01	2.24	2.32	2.32	2.01	2.46
K <sub>2</sub> O	0.41	0.62	0.60	0.16	0.36	0.15	0.06	0.16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.14	0.15	0.12	0.10	0.23	0.08	0.10
п.п.п.	2.06	2.33	2.37	0.46	0.37	2.83	1.55	1.22
Сумма	99.94	100.22	100.54	99.02	100.05	100.08	99.50	100.48
f	42.3	54.5	46.1	47.7	30.9	48.1	38.2	50.4
Rb	10	13.2	8.9	3.4	7.3	8.0	6.7	4.2
Sr	162	167	160	141	120	110	97	110
Ba	19					23	8.5	13
Zr	88	76	76	80	68	96	75	64
Ni	180	122	109	96	107	106	144	82
Cr	284	247	239	149	159	175	305	149
V	280	290	265	330	347	319	286	
La/Sm						1.0	0.75-0.9	0.8

Примечание; Плато Онтонг-Джава – скв. 289 (Init. Repts., 1975, v. 30): толеиты KLAEP (1); 2, 3 – скв. 803 D (Init. Repts., 1991, v. 130): ферротолеиты KLAEP, верхний комплекс (2), нижний комплекс (3); 4, 5 – скв. 807 C (Init. Repts., 1991, v. 130): ферротолеиты PIP, верхний комплекс (4), толеиты KLAEP, нижний комплекс (5); 6-8 – впадина Науру, скв. 462 A (Init. Repts., 1981, v. 69; 1986, v. 89): ферротолеиты PIP, верхний комплекс (6), магнотолеиты PIP, средний комплекс (7), ферротолеиты PIP, нижний комплекс (8).

100 млн лет). Базальты, содержащие два прослоя осадочных пород, представлены массивными потоками и шаровыми лавами. В разрезе скважины по минералогическим и морфологическим признакам выделено пять блоков – А, С, Е, F и G (В и D – осадочные породы), сложенных разделенными стекловатыми корками базальтовыми потоками мощностью 2-3 м. Первая группа лавовых потоков (А) мощностью 46 м сложена афировыми базальтами с редкими вкрапленниками плагиоклаза; остальные блоки морфологически подобны блоку А и состоят из свежих оливинных базальтов, вкрапленники оливина которых варьируют по размеру от 0.2 до 1 мм.

В базальтовых потоках скважины 803D и 807C состав пород характеризуется значительными изменениями содержания магния и железа, причем наиболее железистые разности базальтов типичны для верхних горизонтов скважин. Заметно сходство состава железистых базальтов этих скважин с базальтами скв. 239, которое нарушается повышенным содержанием титана, никеля и хрома в породах скв. 239, позволяя отнести их к ферротолеитам KLAEP. Более магнезиальные базальты слагают нижние горизонты разреза скв. 803D. Для базальтов верхнего комплекса скв. 807C характерны пониженные концентрации калия, титана, рубидия, что свидетельствует о близости

сти их состава составу описанных ниже внутриплитных толеитов (PIP) нижнего комплекса скв. 462 впадины Науру (табл. 6.15). Базальты нижнего комплекса скв. 807С в сравнении с базальтами впадины Науру обогащены калием, стронцием и рубидием.

Западная и восточная части почти широтной южной зоны развития наложенного щелочного магматизма представлены в Тихом океане провинциями Каролинских островов и Французской Полинезией.

**Каролинская провинция** (рис. 6.19, табл. 6.16) состоит из Западных и Восточных Каролинских островов (12, рис. 6.1) миоцен-плиоценового возраста, сформировавшихся на позднеюрском океаническом фундаменте (Mattey, 1982). Западные Каролинские острова представлены в основном атоллами. Достаточно хорошо геологически изученные Восточно-Каролинские острова имеют в своем составе три крупных щитовых острова-вулкана – Трак, Понапе и Кусае (рис. 6.20).

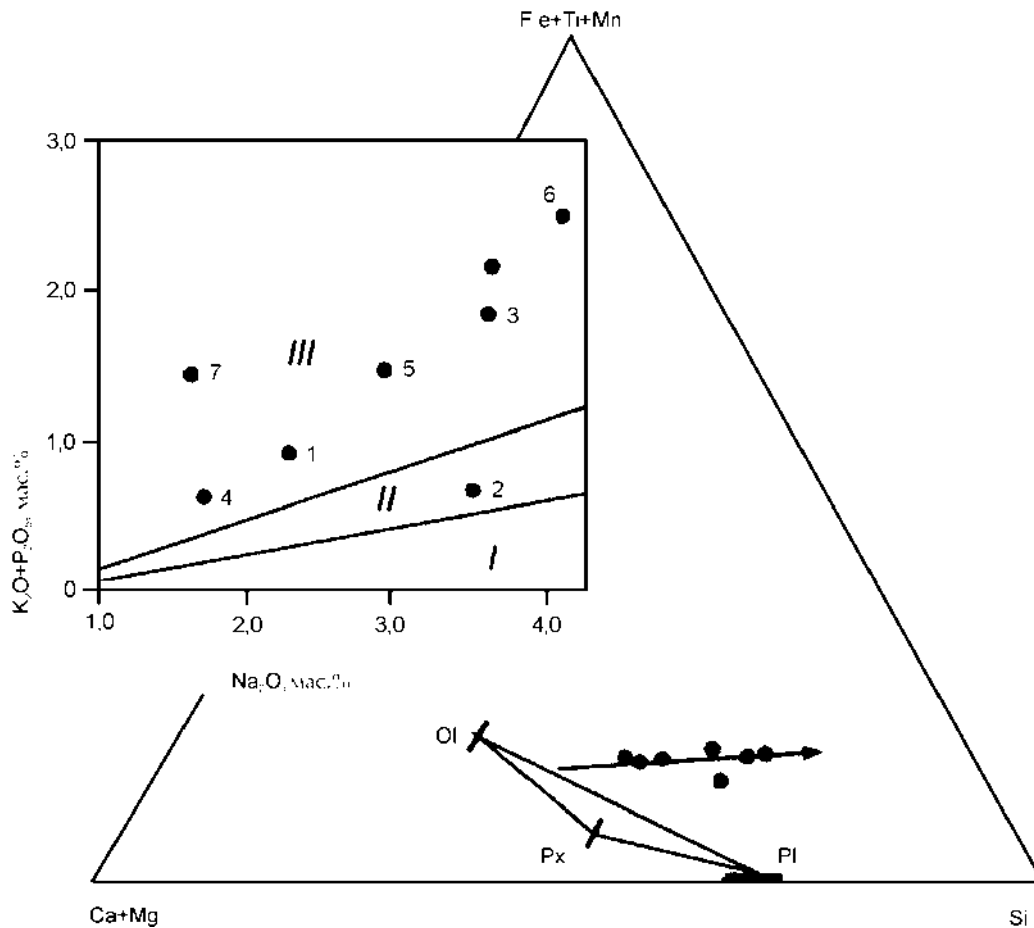


Рис. 6.19. Схема развития магматизма провинции Каролинских островов (по табл. 6.16)

На острове Трак, отличающимся наиболее разнообразным спектром слагающих его пород, главная магматическая серия, состоит из океанитов, анкармитов, базанитов, гавайитов, муджиеритов и трахитов. Выделена также переходная менее щелочная серия пород, содержащая субщелочные базальты, отличающиеся от базальтов главной серии пониженным содержанием



Т а б л и ц а 6.16. Химический состав толеитовых и субщелочных базальтов Каролинских островов

	1 (1)	2 (1)	3 (3)	4 (1)	5 (4)	6 (2)	7 (1)
SiO <sub>2</sub>	45.68	48.09	49.94	43.50	46.83	49.40	42.60
TiO <sub>2</sub>	2.64	1.74	3.46	2.35	3.55	3.49	3.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.05	17.14	14.67	9.00	14.40	16.500	14.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.43	10.87	12.48	15.26	13.66	12.31	12.65
MnO	0.17	0.15	0.17	0.19	0.17	0.20	0.18
MgO	12.44	7.64	5.69	15.79	7.07	5.85	10.79
CaO	9.38	10.16	8.18	8.63	10.80	9.61	13.08
Na <sub>2</sub> O	2.29	3.54	3.64	1.73	2.92	4.12	1.63
K <sub>2</sub> O	0.62	0.45	1.22	0.42	0.99	1.63	0.38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.29	0.20	0.58	0.23	0.47	0.82	1.08
f	38.9	43.3	52.5	32.8	49.4	51.5	37.2
Rb	10	5	25	6	15	34	4
Sr	317	334	533	241	609	1009	1108
Ba	191	112	406	156	373	704	843
Zr	153	110	310	172	280	452	420
Nb	18	10	36	18	40	72	85
Y	22	24	39	21	30	40	37
Ni	157	69	41	936	86	37	313
Cr	437	125	24	1064	300	78	445

П р и м е ч а н и е; 1-3 – о-в Трук: пикротолит (1), субщелочной базальт (2), гавайит (3); 4-6 – о-в Понапе: пикрит (4), субщелочной базальт (5), гавайит (6); 7 – о-в Кусае: субщелочной базальт. Химические анализы приведены к 100% (Mattey, 1982; Keating et al., 1984).

титана и железа и высокой глиноземистостью. Кроме того, к переходной серии относятся и гавайиты, состав которых близок составу гавайитов главной магматической серии острова. Субщелочной базальт (см. табл. 6.16, гр. 3) описан в переходной серии пород; порода, именуемая океанитом, соответствует по составу пикротолитовому базальту (MgO-12.44%). Характерной особенностью магматизма острова Трак является наличие высокощелочной заключительной серии, проявляющейся в развитии нефелинитов. Возраст нефелинитов составляет 4-5 млн лет, т.е. значительно меньше возраста главной серии острова (12.6 млн лет) (Keating et al., 1984).

Магматизм острова Понапе, в свою очередь, разделен на главную магматическую серию, включающую океаниты, базальты, гавайиты и трахиты, переходную, сложенную океанитами и базальтами, и заключительную серию повышенной щелочности, содержащую базаниты. Океаниты и базальты главной серии близки по составу базальтам переходной и заключительной серий магматизма острова Понапе и представляют собой по составу субщелочные оливиновые базальты. Океаниты, описанные в переходной серии, имеют пикритовый состав (Mg-15.76 %). Базальты острова Понапе характеризуются составом, близким по соотношению кремнекислотности и щелочности к щелочным оливиновым базальтам.

В отличие от острова Трак и Понапе магматизм острова Кусае характеризуется двумя магматическими сериями. Главная серия представлена океанитами (MgO-8.77 %), базальтами и анкарамидами, имеющими состав щелочных оливиновых базальтов. Заключительная магматическая серия острова Кусае, подобно магматизму острова Трак, характеризуется присутствием высокощелочных недосыщенных кремнекислотой нефелинитов. Кроме того, в

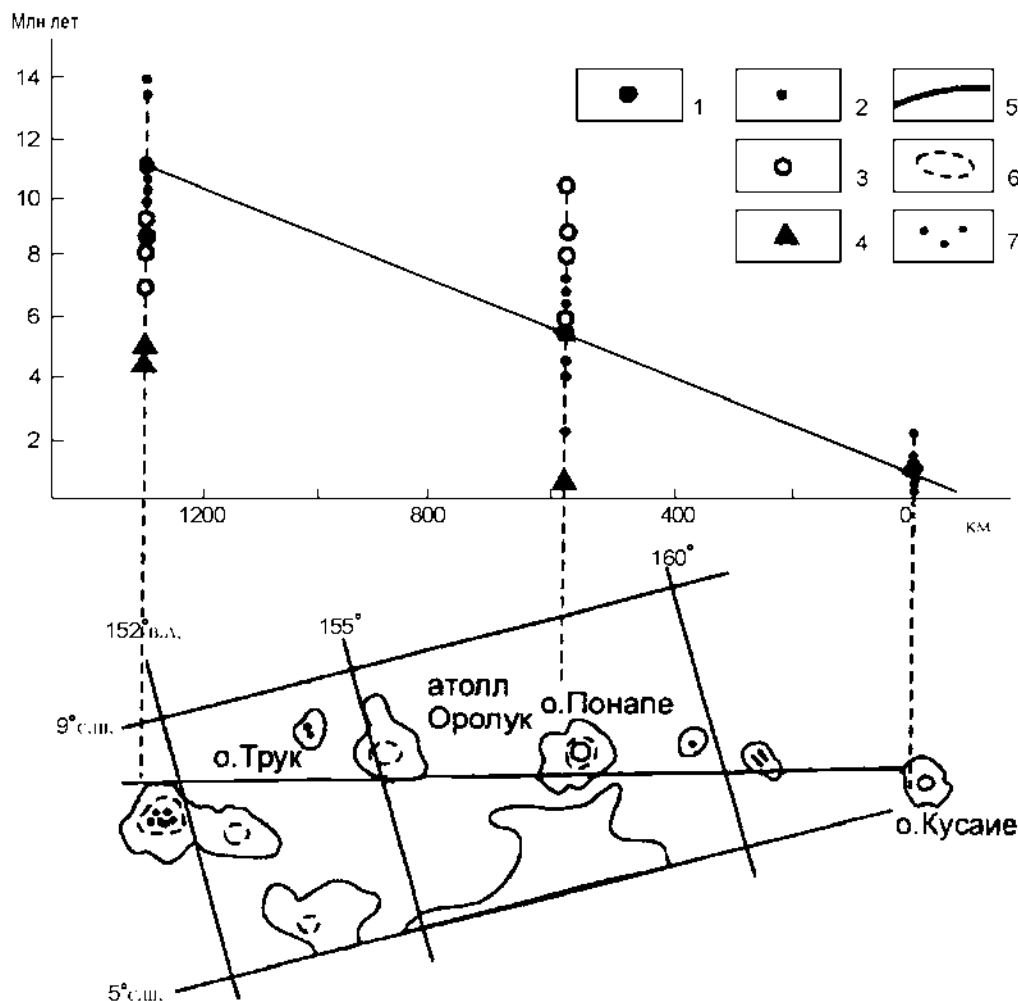


Рис. 6.20. Диаграмма зависимости возраста пород Каролинских островов от их расстояния до острова Кусаие (современный вулканизм).

1 – среднее значение возраста толеитовых и субщелочных базальтов; 2 – главная магматическая серия пород островов; 3 – переходная серия; 4 – постэрозионная серия; 5 – изобата 2000 м; 6 – кальдеры вулкана; 7 – вулканические конусы внутри лагуны

заключительной серии описаны субщелочные и щелочные оливиновые базальты.

Таким образом, преобладающие лавы, слагающие щитовые вулканические постройки Каролинских островов, представляют собой большей частью дифференцированные щелочные серии. Постэрозионные лавы островов резко недосыщены кремнекислотой и обогащены литофильными микроэлементами (базаниты и нефелиниты).

Структуры базальтов Каролинских островов варьируют от плотных афировых до порфировых разновидностей. Афировые базальты характеризуются обилием вкрапленников оливина, а порфировые – главным образом плагиоклаза; в основной массе также находится плагиоклаз и клинопироксен с подчиненным количеством титаномагнетита. Гавайиты, обычно плагиоклазпорфировые, содержат фенокристы оливина, небольшие количества микрофенокристов клинопироксена и титаномагнетит.

Состав базальтов главных магматических комплексов Каролинских островов, слагающих их щитовые вулканические постройки, в отличие от преимущественно толеитовых гавайских лав, характеризуется повышенной щелочностью. Острова Каролин характеризуются уменьшением возраста базальтов главных вулканических серий пород островов с запада на восток до 1.4 млн лет (о-в Куае) от 5.2 млн лет (о-в Понапе) и 10.9 млн лет (о-в Трак).

Ю.М. Пущаровский и Ю.Н. Разницын (1986) считают, что вулканическая цепь Каролинских островов связана с системой разломов океанического фундамента, по которым на этапе, предшествовавшем вулканизму, произошло крупное вертикальное смещение, вызвавшее образование Каролинской океанической ступени. Образование вулканической цепи Каролин, по мнению этих авторов, обусловлено развитием в восточном направлении субширотного разлома. В принципе и при этом механизме тектоно-магматического процесса возможно наблюдаемое изменение состава пород вдоль вулканической цепи.

Провинции *Французской Полинезии* (13, рис. 6.1; рис. 6.21) охватывают неоген-четвертичный вулканизм, представленный двумя группами: 1 – провинции собственно Полинезийского свода, характеризующиеся натриевым и калиевонатриевым типом щелочно-базальтового магматизма, 2 – провинции, примыкающие к Полинезийскому своду (Маркизская и Самоа), совмещающие щелочной вулканизм калиево-натриевого и калиевого типов.

Магматические породы неоген-четвертичных провинций Полинезийского свода представлены в основном высокощелочными разностями пород; толеитовые и субщелочные базальты присутствуют в незначительных количествах. Для большинства островов островных цепей Полинезийского свода

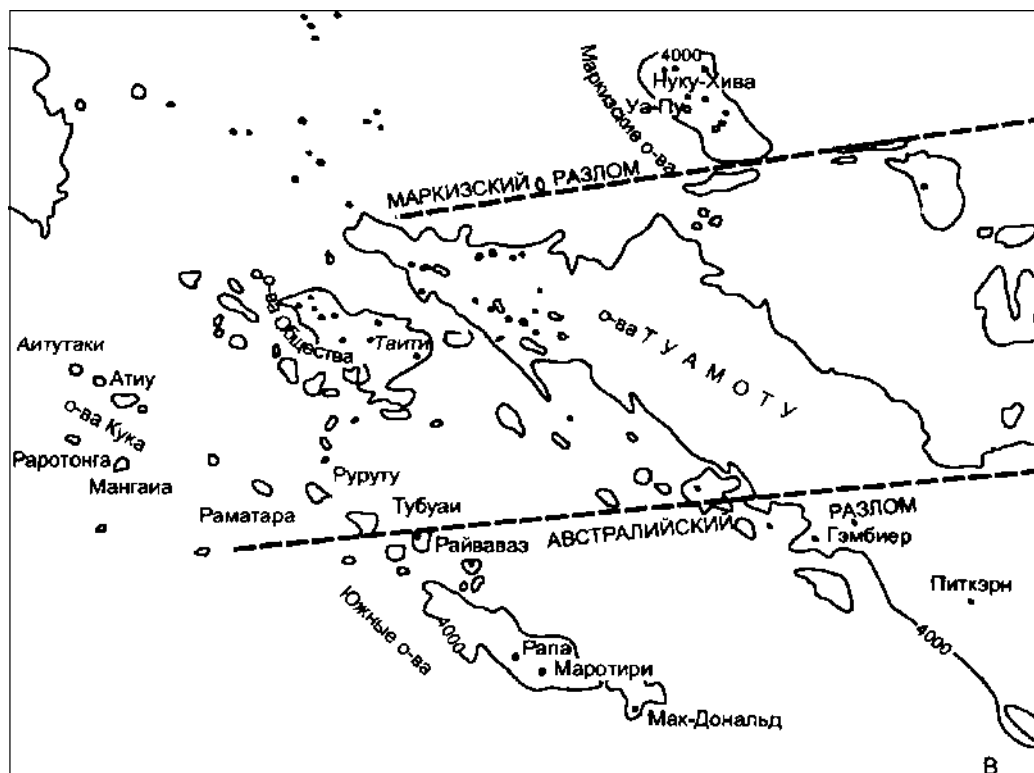


Рис. 6.21. Схематическая карта морфоструктуры Французской Полинезии (Dupuy et al., 1989)

характерны дифференцированные серии пород, состоящие из гавайитов, муджиеритов вплоть до трахитов и фонолитов.

В отличие от провинций натриевого и калиево-натриевого щелочно-базальтового магматизма, приуроченных к Полинезийскому сводово-вулканическому поднятию, примыкающая к нему с северо-востока Марказская провинция характеризуется пространственным совмещением натриевой и калиевой ветвей щелочнобазальтового магматизма. Такой же тип магматизма имеет находящаяся северо-восточнее от Полинезийского свода провинция Самоа, связанная с центральной частью свода цепью островов Кука.

Радиометрический возраст вулканических пород Маркизских островов (1.3-8.8 млн лет) равномерно увеличивается с юга-востока на северо-запад (Duncan, Clague, 1985). Преобладающими породами Маркизских островов являются оливиновые толеитовые и субщелочные базальты с подчиненным количеством варьирующих по составу дифференциатов, не только натриевой, но калиевой субсерий. Последняя описана на островах Уа-Пу и Нуку-Хива.

Один из центральных островов Маркизского архипелага Уа-Пу отличается чрезвычайно разнообразными по составу породами дифференцированных серий – от толеитовых, субщелочных и щелочных базальтов до гавайитов, муджиеритов, трахитов или фонолитов.

Линейные островные хребты Французской Полинезии островов Южных, Кука, Общества и Маркизских островов, подобно Гавайям вытянутые с юго-востока на северо-запад, имеют возрастные характеристики постепенно увеличивающиеся от юго-восточных к северо-западным островам.

В заключение приведем сводные петрохимические диаграммы пород линейных островных хребтов Тихого океана (рис. 6.22, табл. 6.17, 6.18, 6.19). Диаграммы отражают общее сходство пород линейных островных структур и общую тенденцию повышения железистости с ростом кремнекислотности. Островные молодые хребты (Императорско-Гавайский, Лайн и Полинезии) Тихого океана наложились на сложное гетерогенное океаническое ложе, в котором различаются абиссальные плиты (котловины) и анамальные поднятия (блоки).

В Северо-Восточной котловине, представляющей собой абиссальную плиту на флагах спредингового хребта, мощность океанического слоя составляет 4-5 км, при общей мощности земной коры не превышающей 12 км; возраст коры котловины варьирует от начала позднего мела до эоцена (Cande, Kent, 1992). Западная часть котловины, сходная практически по всем параметрам с самой котловиной, имеет несколько повышенные значения 3-го слоя – 5.6 км и общую мощность коры – до 13 км.

Аномальные структуры (блоки) с повышенными мощностями коры в 2-3 раза в сравнении со спрединговыми (7-8 км) характерны для океанических поднятий Шатского и Хесса. Мощность коры на поднятии Шатского по данным разных авторов составляет от 15 до 26 км, при этом наибольшие увеличения наблюдаются для 3-го слоя. В поднятии Хесса общая мощность коры увеличена до 17 км. Как уже отмечено выше, увеличенная мощность коры поднятия Шатского обусловлена тектоническими процессами, происшедшими в участках тройного сочленения спрединговых хребтов, интенсивное сжатие внутри которых вызывало уплотнение и скупивание материала океанической коры, в особенности ее третьего слоя мощностью до 12 км (Меланхолина, 1996).

Еще более значительные аномальные превышения (в 3-5 раз) средних параметров глубинности и в особенности увеличения 3-го океанического слоя

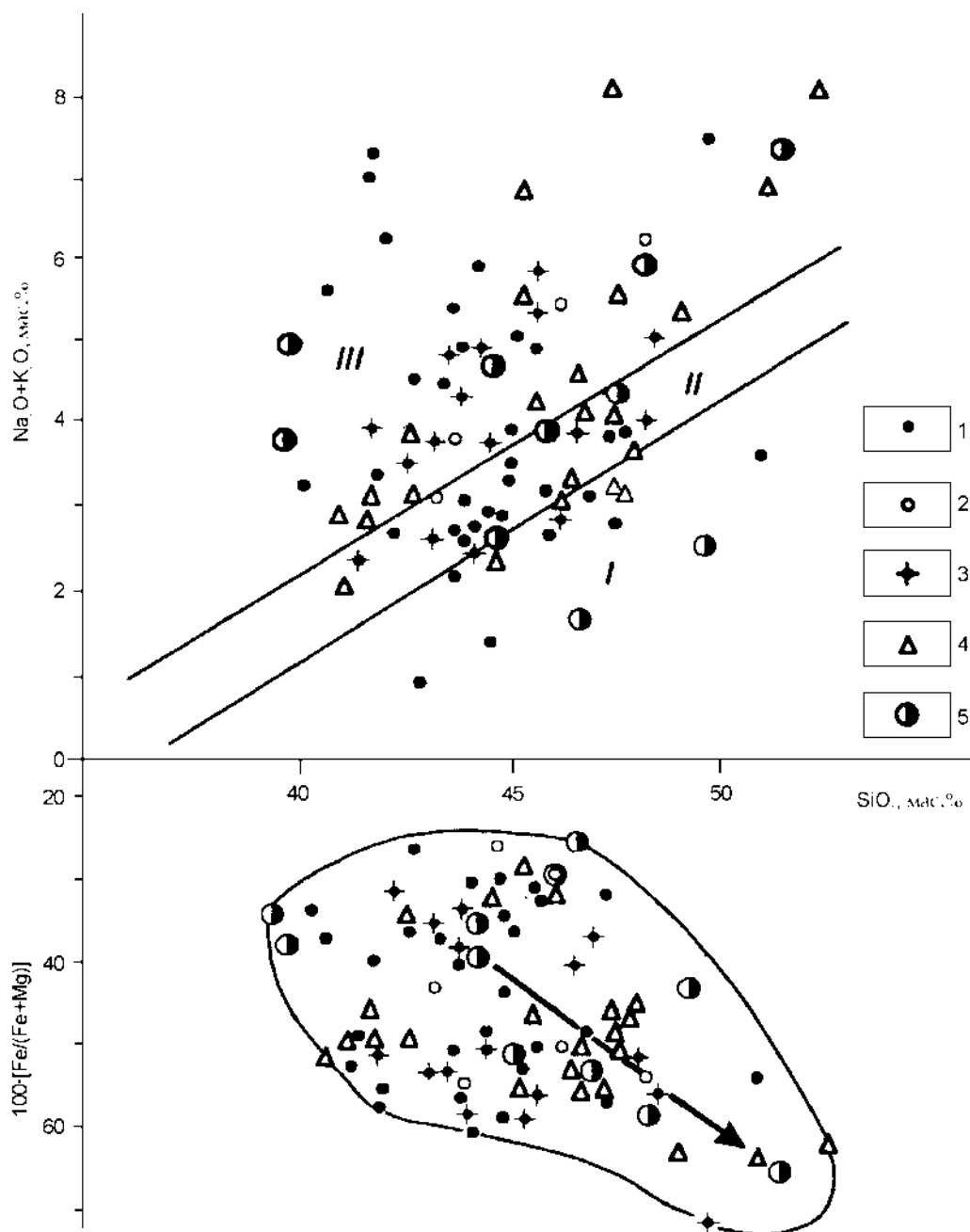


Рис. 6.22. Петрохимическая диаграмма пород линейных островных хребтов Тихого океана. 1 — Южные острова, 2 — острова Кука, 3 — острова Общества, включая Таити, 4 — Маркизские острова, 5 — Гавайские острова. I — толеитовые базальты, II — субщелочные базальты, III — щелочные породы

(до 25 км) зафиксированы для океанических поднятий Манихики и Онтонг-Джава, что существенно отличается от большинства океанических структур.

Эволюционные ряды океанического магматизма могут быть условно представлены следующими этапами (Голубева, 1997): 1 — поздне триасово-юр-

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Таблица 6.17. Химический состав толеитовых и субщелочных базальтов Южных островов

	1 (1)	2 (2)	3 (1)	4 (2)	5 (1)	6 (3)	7 (1)	8 (2)
SiO <sub>2</sub>	45.86	46.97	44.10	44.05	44.86	47.43	42.72	43.71
TiO <sub>2</sub>	2.59	2.43	2.88	3.30	2.13	2.10	1.88	2.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.95	14.35	11.00	12.01	10.27	11.50	7.08	10.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.70	11.88	12.74	12.84	13.34	12.53	13.48	13.53
MnO	0.15	0.16	0.15	0.16	0.16	0.14	0.18	0.19
MgO	13.18	6.38	14.65	12.63	15.73	13.24	19.27	12.79
CaO	11.90	11.59	10.24	9.74	9.98	8.71	12.16	12.40
Na <sub>2</sub> O	2.16	2.69	1.85	2.24	2.20	2.36	0.65	1.79
K <sub>2</sub> O	0.47	0.45	0.87	1.14	0.65	0.58	0.18	0.60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.31	0.31	0.48	0.66	0.37	0.33	0.26	0.44
п.п.п.	0.64	2.19	0.96	1.24	0.42	0.88	2.12	1.49
Сумма	99.91	99.40	99.92	100.01	100.21	99.80	99.98	99.39
f	30.9	48.5	30.5	33.9	30.0	32.3	26.1	34.8
Rb	6	10	22	8	18	19	5	18
Sr	368	376	548	750	478	463	272	800
Ba	151	135	242	340	249	194	153	262
Zr	150	157	202	266			177	182
Ni	304	88	285	234	437	67	87	242
Cr	770	214	71	64	758	96	1281	773
V	237	255	212	210	234	296	262	263
La/Sm	2.15	2.22	2.62	2.85	3.43	2.51	2.99	3.30

1-8 – Южные о-ва (Dupuy et al., 1989; Liotard et al., 1986; Maury et al., 1978): 1, 2 – о-в Мак-Дональд: пикротолейт (1), толейт Е-типа (2); 3,4 – о-в Рапа: пикротолейт (3), толейт Е-типа (4); 5,6 – о-в Райвавэ: пикрит (5), толейт Е-типа (6); 7,8 – о-в Табуаи: пикрит (7), толейт Е-типа (8).

ско-раннемеловой этап (более 200 до 100 млн лет), в течение которого происходило формирование Тихоокеанской плиты в результате раздвига и интенсивного спрединга в зонах сочленения трех океанических плит (Кула, Фараллон и Феникс). Нарастающие к середине мела излияния толеитовых лав сопровождались также площадными излияниями базальтов. В этот этап формировались, а, возможно и «наращивались» уже существующие щелочные комп-

Таблица 6.18. Химический состав толеитовых и субщелочных базальтов о-вов Кука и Общества (Петрологические провинции..., 1996)

	1(1)	2 (1)	3 (10)	4 (1)	5 (1)	6 (1)	7 (1)
SiO <sub>2</sub>	44.54	43.96	43.99	44.46	42.50	47.00	46.03
TiO <sub>2</sub>	1.74	2.46	2.62	3.55	3.28	3.20	2.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.42	9.63	11.94	11.77	9.80	12.21	10.64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.40	12.90	12.63	15.44	14.30	12.34	13.08
MnO	0.19	0.19	0.20	0.17	0.17	0.15	0.17
MgO	19.52	11.73	9.78	9.73	15.72	10.48	16.00
CaO	10.88	14.45	11.65	13.36	10.37	9.15	8.64
Na <sub>2</sub> O	1.13	1.95	2.33	1.56	2.81	2.21	2.00
K <sub>2</sub> O	0.19	0.60	0.70	0.77	0.68	1.81	0.83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.39	0.41	0.48	0.51	0.52	0.29
п.п.п.	0.74	1.76	1.78	2.30	0.80	1.69	1.37

	1(1)	2 (1)	3 (10)	4 (1)	5 (1)	6 (1)	7 (1)
Сумма	99.16	100.02	99.50	101.52	100.94	100.64	101.09
f	25.7	35.7	39.5	33.3	31.4	37.2	29.2
Rb	5	15	16	11	11	34	21
Sr	234	429	468	680	640	595	340
Ba	110	228	244	370	335	450	220
Zr	113	200	206	288	250	298	169
La/Sm	2.45	2.91	2.82	2.28	2.13	2.90	2.38

Примечание: 1-3 – о-ва Кука, о-в Мангаиа (Duru et al., 1989; Fonor et al., 1982): пикрит (1), толеит Е-типа (2), субщелочной базальт (3); 4-7 – о-ва Общества (Brousse, 1984; Duru et al., 1989; Leotot, Brousse, 1987; McBirney, Aoki, 1968): о-в Таити, толеит Е-типа (4), о-в Мехетиа, субщелочной базальт (5), о-в Тахаа, субщелочной базальт (6), о-в Бора-Бора, пикрит (7).

плексы океана (отдельные структуры Мид-Пацифик); 2 – позднемеловой-палеоценовый этап (менее 100 до 55 млн лет), в который, кроме продолжающихся излияний внутриплитных толеитовых базальтов средингового типа и формирования щелочных комплексов на океанической коре возникали, подобные Императорскому, вулканические хребты, приуроченные к субмериди-

Таблица 6.19. Химический состав толеитовых и субщелочных базальтов Маркизских островов

	1 (6)	2 (6)	3 (2)	4 (2)	5 (1)	6 (6)
SiO <sub>2</sub>	46.15	46.16	46.53	41.80	44.75	47.65
TiO <sub>2</sub>	2.80	3.57	4.05	4.20	2.66	3.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.43	13.42	13.40	12.04	10.70	13.38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>				11.08		
FeO	13.11*	13.06*	13.27*	4.10	13.54*	12.52*
MnO	0.18	0.18	0.16	0.19	0.18	0.18
MgO	15.19	7.75	5.98	8.46	14.63	7.47
CaO	8.74	10.75	11.24	11.05	7.85	10.87
Na <sub>2</sub> O	2.00	2.85	2.75	2.30	1.88	2.51
K <sub>2</sub> O	1.08	1.24	0.56	0.81	0.73	0.78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.39	0.70	0.52	0.43	0.43	0.46
п.п.п.	1.41	0.39	0.92	2.42	2.30	0.89
Сумма	100.48	100.07	99.38	98.90	99.65	99.63
f	30.3	48.6	55.5	48.3	31.8	45.8
Rb	24	26	8.0	16	18	16
Sr	385	794	567	685	353	456
Ba	210	250	137	288	205	236
Zr	247	247	367			
Ni	518	518		263	160	167
Cr	901	29		788	63	400
V	273	320		382	248	317
La/Sm		1.74	1.29			1.85

Примечание. 1-6 – Маркизские о-ва (Barszczus, Liotard, 1985; Bishop et al., 1973; Duru et al., 1989; Liotard, Barszczus, 1985; Liotard et al., 1986): 1-3 – о-в Фату-Хуку, пикрит (1), субщелочной базальт (2), о-в Уа-Пу, толеит Т-типа (3), о-в Нуку-Хива, субщелочной базальт (4); 5-6 – о-в Эиао, пикротолеит (5), толеит Т-типа (6). \* – суммарное железо в виде FeO.

диональным разломным зонам; 3 – эоцен-олигоценый этап (менее 55 до 25 млн лет) – этап, в который наряду с небольшими излияниями площадных толеитовых лав продолжалось начавшееся ранее формирование Императорского хребта, вулканической системы Лайн; 4 – миоцен-голоценовый этап (менее 25 млн лет), в этот этап продолжали формироваться современные рифтогенные структуры сводовых поднятий срединно-океанического хребта Тихого океана и прилегающих к ним рифтовых структур. Кроме того, возникли отдельные вулканические структуры и образовались линейные вулканические хребты, связанные с горячими точками (Гавайские острова, островные цепи Полинезии, Каролинские острова и др.).

Результаты определения возраста пород океанического фундамента, превышающие верхнюю границу раннего этапа магматизма океана (100 млн лет), относящиеся, в основном, к биостратиграфическим данным, приведены для скв. 462 впадины Науру (110-130 млн лет), плато Манихики (115-120 млн лет), Онтонг-Джава (112-120 млн лет), фундамента островов Лайн (128 млн лет), гор Мид-Пацифик (117-133 млн лет) (Summary of radiometric ages..., 1987, Петрографические провинции..., 1996). Наиболее древний возраст (около 180 млн лет), по Г. Дэвидсону (Davidson, 1992), имеют породы тихоокеанского бассейна Пифагета к востоку от Марианских островов. Позднеэриасовый возраст (К-Аг-метод, 215 млн лет) имеют анкарамиты и трахиты, драгированные в основании гайотов западной части Тихого океана (Петрографические провинции..., 1996).