



ГЛАВА IV

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Проблема метаморфизма пород дна океана привлекает внимание в связи с решением кардинальных вопросов формирования коры океанического типа. Обобщение богатого материала, накопленного по дражированию и глубоководному бурению океанического дна, показывает, что метаморфизм, проявившийся во втором геофизическом слое океанической коры, состоящем в основном из толеитовых и субщелочных базальтов и долеритов, имеет относительно низкотемпературный характер и отвечает условиям цеолитовой (смектитовой) и меньше зеленосланцевой фаций. Вниз по разрезу степень метаморфизма возрастает, что установлено непосредственно в скважинах глубоководного бурения, например, в скв. 504В Коста-Риканского рифта (Kawahata et al., 1987). В интервале от 274.5 м до забоя скважины наблюдается 4 зоны изменения базальтов. В I-II зонах (274.5-890 м) базальты испытали низкотемпературные (0-60°C) преобразования. В зонах III-IV (890-1350 м) метаморфизм пород возрастает до уровня зеленосланцевой фации; в базальтах этих зон широко развиты вторичные минералы: актинолит, хлорит, альбит, кварц и пирит. Третий геофизический слой океанической коры, сложенный серпентинизированными перидотитами, различными габбро и их метаморфизованными разновидностями, подвергся метаморфизму зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

Характеристике метаморфических проявлений в ложе океанических структур Тихого океана посвящено несколько обобщающих исследований (Маракушев и др., 1971; 2000; Геология и петрология зон., 1991; *Geology and Geophysics.*, 1995), поэтому в данном разделе приводятся только новые данные, полученные в последние годы.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ В ЛОЖЕ ОКЕАНА

Метаморфические проявления в ложе океана приурочены к подводным океаническим хребтам и поднятиям (Маракушев и др., 1971; Силантьев, 1995). Эти проявления связаны с зонами спрединга и трансформными разломами, характеризуются регрессивным трендом метаморфических преобразований и обусловлены деятельностью восходящих и нисходящих флюидных потоков, среди которых преобладает нагретая морская вода. К ним относятся эмбриональные офиолитовые формации (серпентинизированные перидотиты, спилиты, кремнистые радиоляриевые сланцы, спилитизированные дайки и силлы диабазов, габбро, анортозиты). В результате метаморфизма возникают плагиоклаз-амфиболовые породы типа амфиболитов, актинолит-эпидот-хлорит-альбитовые сланцы, отделенные зонами зеленокаменных пород с цеолитами от базальтов и их туфов, альбит-хлоритовые сланцы и спи-

литы. Метаморфизм имеет натриевый характер, что подтверждается петрогеохимическими исследованиями. Метаморфические породы обнажаются на океаническом дне, по-видимому, в «эрозионных окнах», образовавшихся при воздымании хребтов вдоль бортов рифтовых долин, сложенных молодыми базальтовыми потоками. Но глубина эрозии едва ли превышала первые сотни метров, поэтому метаморфизм носит малоглубинный (низкобарный) характер (граница зеленосланцевой и цеолитовой фаций), и при его интерпретации необходимо учитывать давление водяного столба высотой несколько километров. Метаморфизм во времени, по-видимому, совпадал с периодом растяжений, сопровождавшихся образованием восходящих флюидных потоков и магматическими внедрениями. В периоды воздымания хребтов вследствие коробления океанической коры метаморфические породы подвергались интенсивному сжатию и приобретали отчетливую сланцеватость. Метаморфизм, связанный с океаническими рифтовыми долинами, несомненно, не ограничивается верхними частями коры, распространяясь далеко в глубины Земли, с чем связано разуплотнение под этими структурами не только коры, но и мантии (скорость прохождения сейсмических волн снижается в мантии с 8.1 до 7.5 км/сек). Возможно, большую роль при этом играет серпентинизация перидотитов мантии, как предполагалось Х.Хессом, а также их оталькование, хлоритизация и амфиболизация.

Неравновесность и локальность процессов океанического метаморфизма коренным образом отличает метаморфические породы дна океана от регионально метаморфизованных пород континентальных структур и островных дуг, минеральные преобразования которых происходят полностью и по всему объему. Наличие среди продуктов изменения пород океанической коры различных фаций метаморфизма, подчеркнутое многими исследователями, свидетельствует о зональном характере метаморфизма, но в отличие от континентальных блоков возрастание метаморфизма происходит в основном вглубь по ненарушенному разрезу океанической коры. Прекрасным примером смены условий низкотемпературного изменения базальтов океанического дна является скв. 504В в Коста-Риканском рифте (Kawahata et al., 1987).

Однако в океанической коре редко обнаруживаются метаморфические породы, формирующиеся при повышенном давлении. Исключение составляют зоны глубоководных желобов островодужных систем, где в результате субдукционного метаморфизма, обусловленного поддвигом океанической плиты, формируются метаморфические комплексы глаукофансланцевой и эклогит-глауковансланцевой фаций ($T=250-500^{\circ}\text{C}$; $P=8-15$ кбар). Высокобарный метаморфизм характерен также для зон трансформных разломов, где он связан с процессами скучивания океанической коры или перемещения коровых и мантийных блоков по пологопадающим надвигам. Примером метаморфических парагенезисов повышенного давления в зонах трансформных разломов могут служить метаморфические породы, драгированные со склонов подводной возвышенности высотой более 2500 м, располагающейся в пределах Южно-Тихоокеанской котловины на северо-западном продолжении зоны разломов Элтанин (Тарарин, 1997; Tararin, 1998). Здесь на ст. Н10-21 ($31^{\circ}03.1'$ ю.ш., $164^{\circ}49.5'$ з.д., глубина 4900-4800 м) и Н10-24 ($31^{\circ}04.6'$ ю.ш., $164^{\circ}49.8'$ з.д., глубина 4100-3800 м) были подняты хлорит-эпидот-амфиболовые сланцы, феррогаббродиориты, плагиограниты, диабазы, metabазальты и базальты, сопоставимые с верхами офиолитовых разрезов.

Метаморфические породы обнаружены в ядрах железомарганцевых конкреций и корок и представляют мелкие (до 3 см) уплощенные обломки с

плохо выраженной сланцеватостью. В составе хлорит-эпидот-амфиболовых сланцев преобладает кислый плагиоклаз (от An_{4-7} до An_{15-17} и даже An_{29-40}) и синевато-зеленый амфибол актинолитового и ферроактинолитового состава (табл. 4.1), образующийся при замещении первичных пироксенов. Хлорит ($X_{Mg}=0.42-0.44$) и эпидот $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)=0.32$ имеют подчиненное значение. Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, сфеном и апатитом. Изредка отмечаются реликты позднемагматической роговой обманки, обрастающей и замещающей пироксены, а также образующие самостоятельные зерна. Кристаллы синевато-зеленого актинолита и ферроактинолита обрастают и пятнисто замещаются густо сине-зеленым амфиболом, имеющим состав феррочермакита или реже ферропаргасита (табл. 4.1) и характеризующимся более высоким содержанием хлора, чем в актинолите. В интерстициях между плагиоклазом и темноцветными минералами присутствует небольшое количество кварца (до 10-15%), часто в ассоциации с хлоритом, эпидотом и апатитом.

Приведенные данные свидетельствуют, что метаморфические преобразования сланцев осуществлялись в два этапа. Ранняя ассоциация кислого плагиоклаза (альбита), актинолита или ферроактинолита, эпидота и хлорита, образовалась при $T=340-380^{\circ}C$ и $P<1$ кбар (табл. 4.1; использован эмпирический геотермобарометр (Мишкин, 1990), а высокоглиноземистые феррочермакитовые и ферропаргаситовые амфиболы возникают в течение второго этапа метаморфизма при температуре $520-570^{\circ}C$ и давлении 3.9-4.8 кбар. Применение экспериментального амфибол-плагиоклазового геотермобарометра (Плюснина, 1983) дает еще более высокие оценки давления второго этапа метаморфизма. Подобная смена условий метаморфизма обусловлена резким изменением геодинамического режима низкотемпературного океанического метаморфизма на режим тектонического коробления и скучивания океанической коры или перемещения различных блоков океанической коры по наклонным пологопадающим надвигам (*decollement fault*), что ведет к увеличению мощности коры и вызывает метаморфизм повышенного давления. В зоне разломов Элтанин скучивание океанической коры и высокобарный метаморфизм пород обусловлены ее движениями на северо-запад от Восточно-Тихоокеанского поднятия, что подтверждается удревнением возраста магматических пород вдоль подводного хребта Луисвилл, располагающегося на продолжении зоны разломов Элтанин (Lonsdale, 1988; Watts et al., 1988).

МЕТАМОРФИЗМ В ГЛУБОКОВОДНЫХ ЖЕЛОБАХ И РАЗЛОМАХ

Метаморфизм в глубоководных желобах и разломах связан с зонами субдукции океанической коры под континентальные плиты и осуществляется в условиях очень низкого геотермического градиента — 8-15 град/км (Кориковский, 1995), что обуславливает появление здесь низкотемпературных парагенезисов среднего и высокого давления, достигающего по некоторым оценкам до 8-15 кбар (Кориковский, 1995).

В фундаменте современных активных континентальных окраин, большая часть которых обрамляет с запада ложе Тихого океана и представляет собой сложные тектонические сооружения, широко развиты различные метаморфические образования. Длительная история формирования окраинных систем определяет гетерогенность фундамента этих структур, которые закладывались

Таблица 4.1. Представительные микрозондовые анализы амфиболов и *PT*-условия метаморфизма эпидот-амфиболовых сланцев и плагиогранитов подвальной возвышенности ложа Южно-Тихоокеанской котловины (на северо-западном продолжении зоны разломов Элгани)

Компонент	Н10-21-6						Н10-21-5						Н10-21-3		Н10-21-1	
	1	2	3	4	1	2	3	4	5	6	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	52.44	52.01	49.42	50.36	51.54	53.81	50.77	52.54	39.92	40.10	48.75	39.67	52.47	51.64		
TiO ₂	0.19	0.08	0.80	0.51	0.03	0.15	0.08	0.00	0.04	0.10	0.00	0.00	0.00	0.01		
Al ₂ O ₃	2.38	2.06	3.89	4.23	3.17	1.51	2.22	1.84	17.24	16.62	4.70	15.40	1.88	2.61		
FeO	19.64	21.10	24.05	22.27	19.88	18.09	23.94	22.95	23.39	22.66	27.31	27.37	22.53	19.85		
MnO	0.15	0.21	0.29	0.23	0.09	0.09	0.18	0.23	0.05	0.09	0.25	0.30	0.33	0.28		
MgO	1.37	10.17	9.13	9.58	10.99	12.62	8.46	9.24	4.70	5.04	6.29	3.34	9.44	10.62		
CaO	11.71	11.76	10.28	11.35	12.17	12.12	11.44	11.81	11.15	11.34	11.55	10.67	11.73	12.14		
Na ₂ O	0.27	0.06	0.65	0.60	0.38	0.04	0.23	0.15	1.97	2.01	0.43	1.90	0.07	0.07		
K ₂ O	0.11	0.12	0.38	0.18	0.08	0.06	0.11	0.09	0.49	0.46	0.11	0.28	0.09	0.12		
Сумма	98.26	97.57	98.89	99.31	98.33	98.49	97.43	98.85	98.95	98.42	99.39	98.93	98.54	97.34		
Si	7.665	7.732	7.260	7.376	7.589	7.799	7.654	7.773	5.965	6.078	7.318	6.005	7.761	7.688		
Ti	0.025	0.007	0.088	0.055	0.003	0.017	0.007	-	0.004	0.009	-	-	-	0.001		
Al ^{IV}	0.335	0.268	0.669	0.624	0.411	0.201	0.346	0.277	2.035	1.922	0.682	1.995	0.239	0.312		
Al ^{VI}	0.083	0.100	-	0.113	0.132	0.062	0.056	0.100	1.007	0.975	0.147	0.751	0.095	0.137		
Fe ³⁺	0.279	0.175	0.678	0.577	0.312	0.119	0.341	0.100	0.789	0.679	0.654	1.167	0.169	0.198		
Fe ²⁺	2.120	2.441	2.272	2.147	2.135	2.073	2.672	2.734	2.145	2.289	2.763	2.292	2.614	2.274		
Mn	0.018	0.027	0.034	0.029	0.008	0.008	0.024	0.029	0.004	0.008	0.032	0.036	0.041	0.034		
Mg	2.076	2.251	1.999	2.090	2.411	2.721	1.900	2.036	1.050	1.139	1.404	0.753	2.080	2.355		
Ca	1.835	1.872	1.619	1.777	1.922	1.884	1.845	1.868	1.787	1.840	1.856	1.731	1.859	1.939		
Na	0.077	0.021	0.85	0.176	0.103	0.014	0.065	0.044	0.569	0.586	0.119	0.564	0.025	0.025		
K	0.019	0.021	0.067	0.032	0.014	0.010	0.020	0.016	0.088	0.084	0.020	0.151	0.016	0.021		
X _{Mg}	0.539	0.480	0.468	0.493	0.530	0.568	0.416	0.425	0.329	0.332	0.337	0.247	0.443	0.509		
T, °C	415	350	425	420	375	340	370	350	550	575	430	520	350	360		
P, кбар	<1	<1	3.0	1.7	<1	<1	<1	<1	4.8	4.7	1.3	3.9	<1	<1		
Амфибол	Act	Fe-Act	Fe-Act Hb	Fe-Act Hb	Act	Act	Fe-Act	Fe-Act	Fe-Tsch	Fe-Parg	Fe-Act	Fe-Tsch	Fe-Act	Act		

Примечание. Обр. Н10-21-6, 21-5, 21-3 – эпидот-амфиболовый сланец; обр. Н10-21-1-1 – плагиогранит. Формульные коэффициенты амфиболов рассчитаны на 13 катионов Si+Ti+Al+Fe+Mn+Mg; Fe³⁺ определено по формуле: Fe³⁺ = Al^{IV}-Al^{VI}-2Ti-Na(A)-K(A)+Na(M₂). Наименование амфиболов дано по номенклатуре (Leake, 1978); Act – актинолит, Fe-Act – ферроактинолит, Fe-Act Hb – ферроактинолитовая роговая обманка, Fe-Tsch – ферротермактит, Fe-Parg – ферропаргасит. Температура и давление метаморфизма определены по эмпирическому амфиболовому геотермометру (Мишкин, 1990). X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe).

на коре континентального и океанического типа. Большая часть пород внутренних склонов глубоководных желобов в той или иной степени охвачена процессами вторичного изменения. Обычно реликты магматических структур и минеральных парагенезисов позволяют надежно реставрировать исходные породы и только в редких случаях глубокие метаморфические преобразования затрудняют или делают невозможной эту диагностику. Подобные метаморфические породы, исходная природа которых устанавливается с трудом, встречаются сравнительно редко среди драгированного материала глубоководных желобов Западной Пацифики и составляют ничтожную его долю. Они обнаружены в желобах Марианском, Идзу-Бонинском, Палау, Яп и Кермадек, а также во внутриокеанической разломной зоне Муссау (Геология дна., 1980; *Geology and Geophysics.*, 1995; Петрологические провинции., 1996; Maekawa et al., 1992; Тарарин, 1994).

Метаморфические породы с парагенезисами глаукофансланцевой фации в глубоководных желобах Западной Пацифики впервые были описаны в Марианском желобе (Геология дна., 1980; Maekawa et al., 1992). Метавулканыты с глаукофансланцевой минерализацией обнаружены драгированием, а затем и в керне скв. 778А, пробуренной в конусообразной подводной горе в преддуговой области Марианского желоба. Исходными породами служили афировые базальты и их вулканокластические разности, преобразованные при зеленосланцевом диафторезе в агрегат актинолитовой роговой обманки, эпидота, хлорита, альбита и сфена. Низкотемпературные минералы глаукофансланцевой фации – пумпеллиит, лавсонит, арагонит и иногда винчит наблюдаются в виде прожилков и продуктов выполнения пор в metabазальтах, накладываясь на более ранние минеральные ассоциации (Maekawa et al., 1992).

Изучение показало, что в метавулканидах отмечаются минеральные парагенезисы двух стадий метаморфизма: океанического и субдукционного. Приблизительные физико-химические условия метаморфизма, определенные с использованием экспериментальных данных, свидетельствуют, что метаморфические преобразования вулканидов Марианского желоба субдукционного этапа происходили при температуре 150-250°C и давлении 4.5-6 кбар, накладываясь на минеральные парагенезисы океанического метаморфизма зеленосланцевой фации. Предполагается (Maekawa et al., 1992), что субдукция Тихоокеанской плиты под Филиппинскую обуславливает процессы серпентинизации перидотитов мантийного клина над зоной субдукции, что ведет к уменьшению их плотности и подъему к поверхности серпентинитового материала, захватывающего и транспортирующего обломки метаморфических пород. По мнению этих исследователей, флюиды, преобразующие перидотиты в серпентиниты, являются главным фактором серпентинитового диапиризма преддуговой области Марианского желоба и формирования здесь на поверхности морского дна многочисленных серпентинитовых подводных гор (Maekawa et al., 1992).

Обширный комплекс метаморфических пород был выявлен драгированием на внутреннем (островном) склоне Идзу-Бонинского желоба (рис. 4.1) к северу от «палеосуши» Огасавара (Ishii, 1985). Здесь на ст. Н4-85 (координаты: 26°53.9'-26°54.8' с.ш., 143°03.5'-143°02.5' в.д.; глубина – 5420-5640 м), В7-103 (координаты: 26°54.2'-26°51.3' с.ш., 143°07.2'-143°07.2' в.д.; глубина – 6700-6200 м) и В7-104 (координаты: 26°53.3'-26°54.2' с.ш., 143°01.5'-143°01.3' в.д.; глубина – 5560-5240 м) совместно с бонинитами, измененными в условиях цеолитовой фации, и офиолитовыми образованиями, претерпевшими зеленосланцевый ($T=330-400^{\circ}\text{C}$, $P<1$ кбар) поднято значительное количество

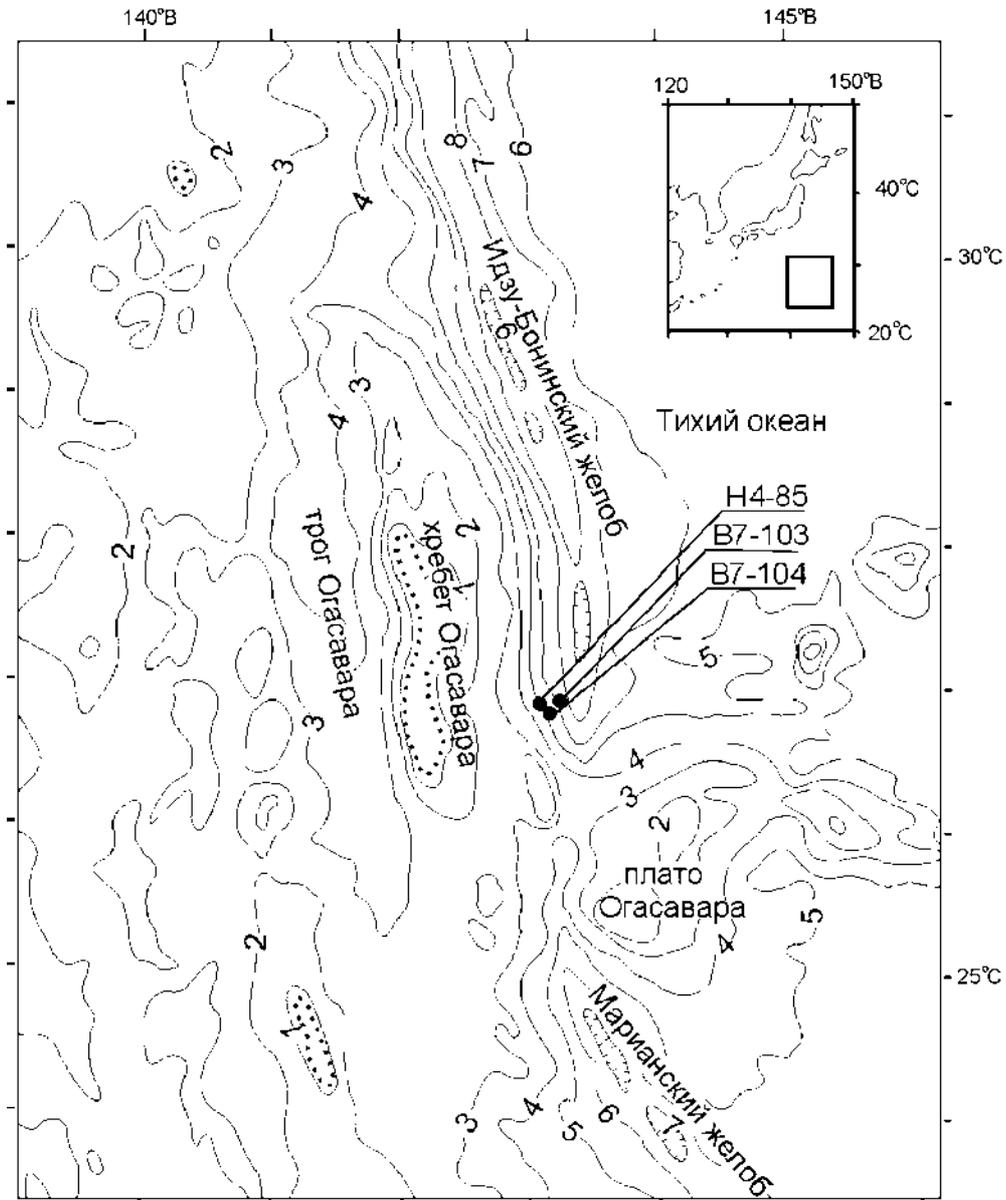


Рис. 4.1. Батиметрическая схема и расположение станций драгирования Н4-85, В7-103 и В7-104 на островном склоне Идзу-Бонинского желоба, где подняты метаморфические породы. Батиметрия приведена по Matsumoto and Tomodo (1982). Изобаты в км

мелких (0.5-2 см) уплощенных обломков пород более высоких ступеней метаморфизма, обладающих сланцеватым и реже массивным сложением (Тарарин, 1994; Tararin et al., 1995). Среди метаморфических пород преобладают эпидот-амфиболовые и слюдисто-эпидот-амфиболовые сланцы, различающиеся присутствием в последних заметных (до 20-30% объема) количеств биотита и фенгита. Значительно реже встречаются гранатсодержащие кварциты и кварцитовидные сланцы, амфиболовые и хлорит-амфиболовые сланцы.

Эпидот-амфиболовые и слюдисто-эпидот-амфиболовые сланцы – полосчатые породы, состоящие из агрегата эпидота, амфибола и кислого плаги-

оклаза An_{17-25} , к которым в варьирующих количествах присоединяются фенгит, биотит, хлорит, кварц, титаномагнетит, сфен, апатит и иногда калиевый полевой шпат. Амфиболы сланцев отвечают составам магнезиальной, чермакитовой и, реже, эденитовой роговой обманки, содержащей мелкие выделения кальциево-натриевого и натриевого амфибола, замещающего ее с краев и по тончайшим прожилкам. Состав новообразованного амфибола соответствует винчиту, барруазиту и магнезиорибекиту (табл. 4.2) (Тарарин, 1994; Tararin et al., 1995). Образование кальциево-натриевых и натриевых амфиболов происходило в условиях низких температур (250-300°C) и повышенного давления (4-5 кбар), накладываясь на более высокотемпературные ранние парагенезисы сланцев, возникшие в условиях нижних частей амфиболитовой фации ($T=500-600^\circ\text{C}$; $P=3-5.5$ кбар) и испытавших ретроградные преобразования в условиях фации зеленых сланцев (Тарарин, 1994; Tararin et al., 1995).

Гранатсодержащие кварцитовидные сланцы и кварциты драгированы в виде единичных обломков. Это светлоокрашенные тонкополосчатые и иногда плейчатые породы, в которых существенно кварцевые прослойки (с небольшой примесью кислого плагиоклаза) мощностью до 2 мм чередуются с более тонкими (0.3-1 мм) полосками, в которых сосредоточена большая часть железо-магнезиальных минералов. Породы характеризуются ассоциацией grosular-спессартинового граната с биотитом, фенгитом, магнезиальной или актинолитовой роговой обманкой, альбитом и кварцем. Все минералы кварцитов отличаются повышенным содержанием MnO (табл. 4.3).

Анализ содержания петрогенных и рассеянных элементов (табл. 4.4) показывает, что исходными породами для эпидот-амфиболовых и слюдисто-эпидот-амфиболовых сланцев служили производные океанических толеитовых базальтоидов и возможно габброиды. Об этом свидетельствуют повышенная титанистость пород, низкие «океанические» содержания бария и повышенные концентрации хрома, никеля, кобальта, циркония и иттрия. Эти петрохимические особенности метаморфических сланцев отличают их от магматических и вулканических пород офиолитового комплекса Идзу-Бонинского желоба, которые имеют черты типичных островодужных образований (Геологическое строение..., 1986; Геология и петрология зон..., 1991; Петрологические провинции..., 1996). Это позволяет предполагать, что метаморфические породы амфиболитовой фации имеют, вероятно, позднемеловой возраст, представляя измененные фрагменты океанической плиты, «захороненной» в пределах преддуговой области желоба, интенсивно тектонизированной и интродуцированной продуктами островодужного магматизма. Правомочность подобных предположений подтверждается обнаружением меловых осадочных пород и metabазальтов, поднятых драгированием более чем в 50 км к западу от оси Марианского желоба (Johnson, Fryer, 1990), и драгированием позднемеловых карбонатных пород, перекрывающих в Идзу-Бонинском желобе офиолитовые образования (Петрологические провинции..., 1996).

На внутреннем склоне желоба Кермадек основная часть метаморфических пород обнаружена в составе вулканических брекчий на ст. Н17-23 (Пущин и др., 1991; Tararin et al., 1997). Метаморфизованные габбро, долериты и metabазальты составляют около 25% объема брекчий. Вторичные изменения магматических пород зеленосланцевой фации сводятся к замещению клинопироксена хлоритом, амфиболом, эпидотом и развитию прожилков цеолитов и карбоната.

Значительным распространением метаморфические породы пользуются в фундаменте внутриокеанической зоны Муссау, магматизм которой завершился

Таблица 4.2. Представительные микрозондовые анализы амфиболов метаморфических пород Илзу-Бонинского желоба

Компонент	Н4-85/41										Н4-85/50				
	Hb ^c	Hb ^b	Hb ^a	Hb ^z	Hb ^y	Hb ^x	Hb ^w	Hb ^v	Hb ^u	Hb ^t	Hb ^s	Hb ^r	Hb ^q	Hb ^p	Hb ^o
SiO ₂	48.68	46.38	47.00	45.65	44.40	48.14	49.82	52.28	54.45	44.34	44.98	51.64	56.04	55.61	
TiO ₂	0.55	0.41	0.32	0.41	0.49	0.26	0.20	0.00	0.00	0.44	0.43	0.00	0.24	0.23	
Al ₂ O ₃	11.72	10.76	9.93	11.06	11.33	9.05	5.65	2.19	1.68	12.61	11.48	4.90	4.41	0.81	
FeO	10.85	11.66	11.68	11.35	11.82	9.76	18.22	21.13	21.01	12.11	11.41	7.68	18.47	20.24	
MnO	0.36	0.27	0.45	0.26	0.29	0.34	0.51	0.63	0.52	0.35	0.32	0.48	0.47	0.50	
MgO	14.13	13.84	13.44	13.75	13.76	15.27	10.25	9.38	9.61	12.49	13.17	17.27	11.97	10.14	
CaO	11.78	11.40	11.64	11.88	11.76	12.06	7.87	5.76	4.22	11.43	11.30	11.69	3.11	2.10	
Na ₂ O	1.81	1.63	1.37	1.50	1.43	1.02	2.98	4.14	4.95	1.52	1.66	1.23	5.57	6.19	
K ₂ O	0.43	0.50	0.54	0.45	0.50	0.23	0.37	0.30	0.13	0.64	1.03	0.16	0.11	0.20	
Сумма	97.29	96.84	96.36	96.31	95.95	96.14	95.85	95.90	96.57	95.93	95.77	95.05	96.39	96.02	
Si	6.57	6.70	6.86	6.65	6.61	6.94	7.39	7.80	7.97	6.51	6.62	7.46	8.06	8.10	
Ti	0.06	0.04	0.04	0.04	0.05	0.03	0.03	0.00	0.00	0.05	0.05	0.00	0.03	0.03	
Al ^{IV}	1.43	1.30	1.14	1.35	1.39	1.06	0.61	0.20	0.03	1.49	1.38	0.54	-	-	
Al ^{VI}	0.55	0.53	0.56	0.55	0.54	0.47	0.38	0.19	0.26	0.69	0.62	0.29	0.13	0.24	
Fe ³⁺	0.54	0.60	0.38	0.49	0.58	0.48	0.75	0.92	1.01	0.56	0.43	0.25	1.23	1.16	
Fe ²⁺	0.76	0.81	1.04	0.90	0.86	0.70	1.51	1.72	1.57	0.93	0.97	0.68	0.99	1.31	
Mn	0.04	0.03	0.06	0.03	0.04	0.04	0.06	0.08	0.06	0.04	0.04	0.06	0.06	0.06	
Mg	3.03	2.98	2.92	2.99	2.93	3.28	2.27	2.09	2.10	2.73	2.89	3.72	2.57	2.20	
Ca	1.81	1.76	1.82	1.86	1.84	1.86	1.25	0.92	0.66	1.80	1.78	1.81	0.48	0.33	
Na	0.50	0.46	0.39	0.42	0.41	0.29	0.85	1.20	1.41	0.43	0.47	0.34	1.55	1.75	
K	0.08	0.09	0.10	0.08	0.08	0.04	0.07	0.06	0.02	0.12	0.19	0.03	0.02	0.04	
X _{Mg}	0.699	0.679	0.673	0.683	0.670	0.735	0.501	0.442	0.449	0.647	0.674	0.800	0.536	0.471	
T, °C	570	530	520	565	550	510	375	300	260	550	570	400	<250	<250	
P, кбар	5.1	5.0	4.0	4.0	4.0	3.0	4.0	4.0	4.0	4.5	5.3	1.0	4.0	5.0	

Примечание. Обр. Н4-85/41 – эпидот-амфиболовый сланец, Н4-85/50 – слюдисто-эпидот-амфиболовый сланец. Температура и давление рассчитаны по амфиболовому геотермометру (Мишкин, 1990). Hb^c, Hb^b, Hb^a, Hb^z и т.д. – различные кристаллы амфибола; с – центр, г – край кристалла. Пересчет анализов амфиболов произведен на 13 катионов (Z + Y); Fe³⁺ определено по формуле: Fe³⁺=Al^{IV}-Al^{VI}-2Ti-Na(A)-K(A)+Na(M₄). Анализы выполнены В.М. Чубаровым на микрозонде "Samebaх" в Институте вулканологии ДВО РАН.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Т а б л и ц а 4.3. Микрозондовые анализы минералов гранатсодержащих кварцитов и кварцитовидных сланцев Идзу-Бонинского желоба

Компонент	Н4-85/46					В7-103/12					
	Gr _c	Gr _r	Ep _c	Ep _r	Mu	Gr _c	Gr _r	Ep _c	Ep _r	Mu	Pl
SiO ₂	37.54	38.09	37.02	38.83	49.94	39.07	38.45	37.88	38.22	48.17	68.02
TiO ₂	0.19	0.07	0.00	0.00	0.37	0.09	0.05	0.05	0.10	0.35	0.00
Al ₂ O ₃	21.12	21.34	23.15	23.10	28.92	22.26	22.24	22.24	23.02	33.34	20.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.03	0.00	0.00
FeO	1.53	1.08	11.66	13.60	4.65	7.39	7.31	14.06	13.23	3.37	0.10
MnO	32.77	31.87	3.21	1.19	0.09	24.16	25.27	0.20	0.63	0.20	0.03
MgO	3.31	3.41	0.05	0.00	2.37	4.55	4.67	0.01	0.02	1.59	0.01
CaO	3.10	3.78	21.22	22.06	0.29	3.30	2.45	23.14	22.83	0.09	0.12
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	1.16	0.00	0.00	0.00	0.00	1.16	11.16
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	10.13	0.00	0.00	0.00	0.00	9.39	0.18
Сумма	99.56	99.64	96.31	98.78	97.92	100.82	100.44	97.64	98.08	97.66	99.62
X _{Mg}	0.794	0.850	-	-	0.476	0.523	0.533	-	-	0.461	-
X _{Ап}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.7

Примечание. Обр. Н4-85/46 – гранатсодержащий кварцитовидный сланец, В7-103/12 – гранатсодержащий кварцит. $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe)$, $X_{Ап} = Ca/(Ca+Na+K)$.

ся на самой ранней стадии островодужного развития, до превращения ее в типичную островную дугу (Пушаровский, Разницын 1986; Тарарин и др., 1990). Эта зона, расположенная в экваториальной части Тихого океана, включает две контрастные структуры: разлом Муссау, морфологически выраженный в виде узкого трога, иногда именуемого желобом Муссау, и прилегающий к нему с востока подводный хребет Муссау. Зона протягивается в субмеридиональном направлении на расстояние около 400 км (рис. 4.2). Далее к северу от 3° с.ш. на продолжении разлома Муссау выявлена зона интенсивных дислокаций морского дна, прослеживающихся до пересечения с трогом Сорол (Пушаровский, Разницын, 1986; Сорохтин и др., 1985; Weissel, Anderson, 1978). В южной части трог Муссау почти под прямым углом приключается к субширотному Западно-Меланезийскому желобу (желобу Манус). Данные сейсмических исследований свидетельствуют, что трог и склоны подводного хребта Муссау почти лишены осадков. Перепад глубин в системе трог-подводный хребет достигает 5500 м, а гребень хребта располагается на 1400 м ниже уровня океана.

Проведенные в 1986 году в 7-м рейсе НИС «Академик Александр Виноградов» геолого-геофизические исследования в трог и хребте Муссау показали, что в их фундаменте четко устанавливаются образования офиолитового комплекса, претерпевшего интенсивные метаморфические преобразования, сопровождаемые мощнейшими процессами катаклаза, милонитизации и бластеза пород. Присутствие среди драгированного материала значительного количества окатанного (галечного и глыбового) материала свидетельствует, что, вероятно, вплоть до среднего олигоцена (Аблаев и др., 1987) отдельные части подводного хребта располагались выше уровня океана (Пушаровский, Разницын, 1986).

В комплекс метаморфических образований зоны Муссау объединены метаморфические породы, апогабброидная природа которых устанавливается с большим трудом. Они драгированы в виде угловатых обломков величиной от долей до 20-25 см совместно с метаморфизованными габбро, габбро-долери-

Таблица 4.4. Петрогенные и рассеянные элементы метаморфических пород Идзу-Боннинского желоба

Компонент	H4-85/41	H4-85/42	H4-85/43	B7-103/62	H4-85/44	H4-85/50	H4-85/53	B7-103/9	B7-103/61	H4-85/45	H4-85/46	H4-85/51	H4-85/56	B7-104/35	H4-85/57
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	42.79	49.65	48.94	43.78	49.35	48.16	46.13	46.34	47.51	61.83	84.52	45.92	42.92	49.53	45.20
TiO ₂	1.78	1.53	2.11	1.96	2.63	1.95	2.40	0.98	1.84	0.70	0.50	0.61	0.54	0.59	0.55
Al ₂ O ₃	13.20	13.62	14.62	15.40	1492	14.86	13.20	16.85	18.21	9.54	6.04	10.53	7.49	5.37	6.39
Fe ₂ O ₃	7.89	4.81	7.80	7.54	8.54	8.94	9.48	6.38	6.65	4.80	2.53	6.25	9.18	1.55	2.58
FeO	3.90	3.87	3.97	4.91	3.97	2.17	3.22	4.59	4.35	1.02	0.36	3.99	3.53	4.85	4.87
MnO	0.25	0.19	0.20	0.32	0.21	0.22	0.02	0.18	0.23	0.60	0.35	0.44	0.43	0.71	0.42
MgO	9.11	8.31	6.42	5.51	6.61	6.78	7.43	6.86	3.77	4.02	1.58	24.31	23.61	22.53	26.55
CaO	11.99	6.39	10.39	16.88	6.71	10.36	14.17	11.23	9.23	7.94	1.16	3.84	3.70	8.91	4.28
Na ₂ O	3.49	3.08	2.66	1.64	2.84	1.88	0.99	2.86	3.15	1.38	0.48	1.82	0.53	1.00	1.05
K ₂ O	1.80	2.06	1.14	0.14	1.75	1.84	0.76	1.06	2.05	0.40	1.33	0.25	0.13	0.10	0.00
P ₂ O ₅	0.33	0.26	0.28	0.35	0.35	0.45	0.30	0.26	0.35	0.42	0.35	0.25	0.32	0.20	0.30
H ₂ O ⁺	3.09	4.48	0.87	1.38	1.06	2.04	1.46	2.13	2.29	0.59	0.29	0.60	0.70	4.16	7.32
П.п.п.	0.04	1.40	0.42	Н.о.	0.67	0.27	0.22	Н.о.	Н.о.	6.73	0.11	0.73	6.33	Н.о.	Н.о.
Сумма	99.66	99.65	99.82	99.81	99.61	99.92	99.78	99.72	99.63	99.97	99.60	99.54	99.41	99.50	99.51
X _{Mg}	0.596	0.644	0.510	0.455	0.503	0.542	0.532	0.542	0.393	0.573	0.516	0.818	0.777	0.866	0.868
Rb	51	32	10	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	19	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Sr	242	176	145	"	"	"	"	183	"	332	"	166	25	Н.о.	15
Ba	24	76	21	"	"	"	"	35	"	37	"	10	Н.о.	37	15
Zr	72	112	128	"	"	"	"	72	"	108	"	125	84	Н.о.	57
Y	23	19	23	"	"	"	"	27	"	33	"	22	17	"	Н.о.
Ni	140	38	100	93	46	74	110	95	220	100	52	100	1200	220	1500
Co	37	21	38	49	18	46	71	46	23	43	16	33	95	50	77
Cr	140	110	200	370	76	250	100	660	100	9	39	400	1000	230	1500
V	270	160	270	120	210	160	140	200	89	74	30	220	88	71	78
Cu	48	15	54	23	35	56	160	28	11	40	27	18	24	8	34

Примечание. 1-4 – элидот-амфиболовый сланец, 5-9 – слюдисто-элидот-амфиболовый сланец, 10-11 – кварцит, 12-15 – амфиболовый (12) и хлорит-амфиболовый (13-15) сланцы. Н.о. – не определено, X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe).

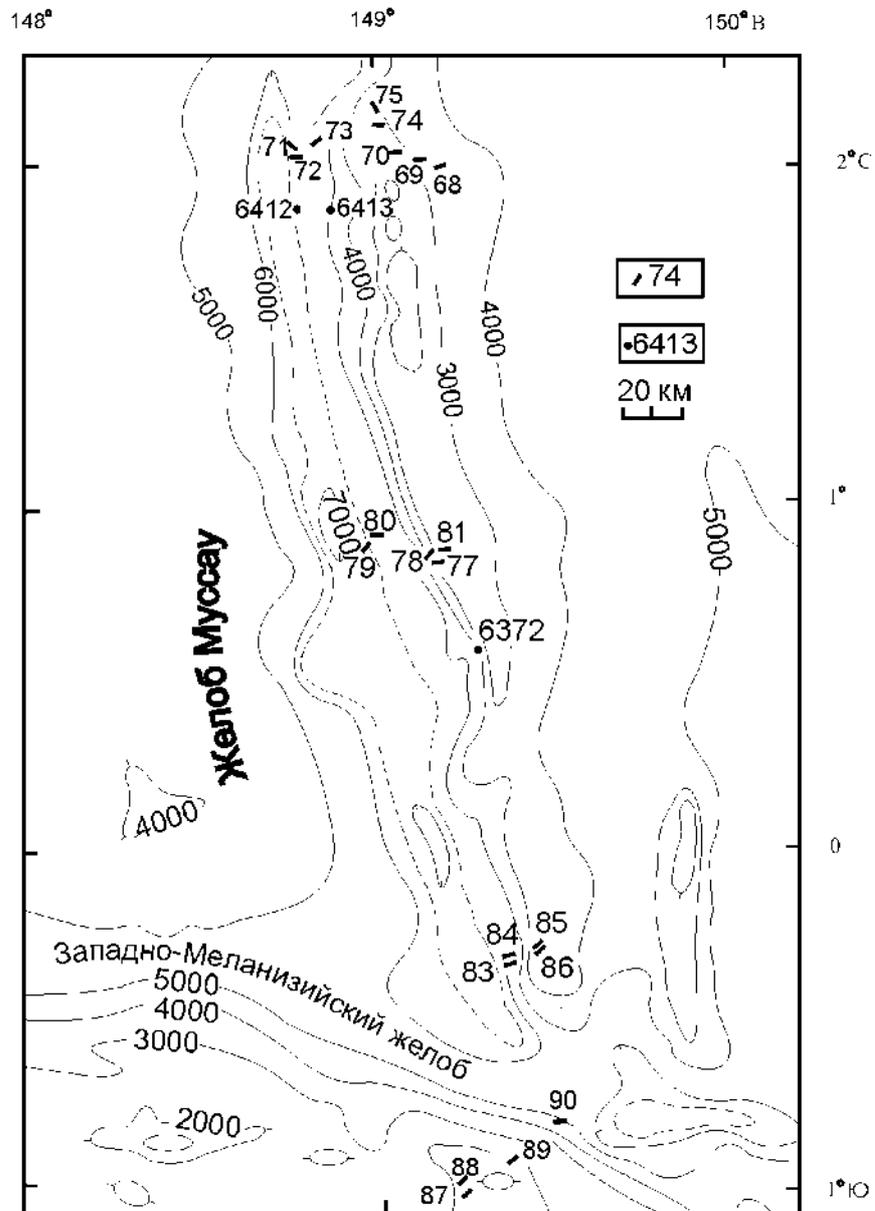


Рис. 4.2. Батиметрическая схема и расположение станций драгирования в трое и на подводном хребте Муссау (Геологическое строение..., 1986; Тарарин и др., 1990).

1 – станции драгирования 7-го рейса НИС «Академик Александр Виноградов» и их номер; 2 – тоже 49-го рейса НИС «Витязь» (Удинцев и др., 1974)

тами, метабазальтами и их туфами, смектитизированными базальтами, долеритами и габбро. Макроскопически это зеленовато-серые, зеленые или темно-зеленые породы, нередко обладающие слабо выраженным полосчатым строением. Они включают амфиболовые сланцы и эпидотовые амфиболиты (количественно преобладают) и единичные находки хлорит-тальковых пород.

Амфиболовые основные сланцы (табл. 4.5-4.6, обр. В7-83/30, 83/32, 83/35, 84/4, 84/5) состоят из тонко-и мелкозернистого агрегата буровато- и

Т а б л и ц а 4.5. Представительные микронзондовые анализы минералов метаморфических пород тектонической зоны Муссау

Компонент	B7-84/1							B7-83/35			
	Hb _c	Hb _r	Pl _c	Pl _r	Ep _c	Ep _r	Ilm	Act _c	Act _r	Hb _c	Hb _r
SiO ₂	52.22	47.06	54.16	58.25	39.33	38.85	0.01	54.18	53.85	42.91	42.40
TiO ₂	0.75	0.46	0.05	0.00	0.00	0.00	51.47	0.35	0.39	0.26	0.33
Al ₂ O ₃	3.75	8.12	29.63	27.03	29.67	29.63	0.39	2.91	2.79	14.09	14.24
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.02	0.00	0.01	0.00
FeO	12.92	16.11	0.51	0.25	5.30	5.41	44.40	9.61	10.25	13.81	14.19
MnO	0.21	0.30	0.00	0.00	0.02	0.04	3.19	0.18	0.20	0.27	0.23
MgO	14.96	11.58	0.00	0.00	0.02	0.01	0.04	16.53	16.38	10.87	10.53
CaO	11.05	11.62	11.33	8.31	23.85	23.78	0.22	11.92	11.98	11.20	11.33
Na ₂ O	0.46	0.87	4.61	6.41	0.00	0.00	0.00	0.05	0.09	1.69	1.79
K ₂ O	0.04	0.03	0.08	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02
Сумма	96.36	96.16	100.37	100.26	98.19	97.73	99.78	95.75	95.93	95.16	95.06
X _{Mg}	0.674	0.562	-	-	-	-	-	0.754	0.740	0.560	0.570
X _{An}	-	-	0.573	0.417	-	-	-	-	-	-	-
Ассоциация	Sph – Ilm – Ep – Pl – Hb							Ilm – Pl – Hb			
Компонент	B7-85/35			B7-83/30				B7-83/32			
	Pl _c	Pl _r	Ilm	Hb _c	Hb _r	Act	Pl	Ilm	Hb ¹	Hb ²	Pl
SiO ₂	51.41	51.80	0.04	48.10	49.66	55.45	49.91	0.11	44.59	50.46	50.63
TiO ₂	0.00	0.00	50.94	0.52	0.37	0.00	0.00	49.77	2.28	0.35	0.00
Al ₂ O ₃	31.09	31.36	0.24	7.93	7.20	2.32	32.84	0.33	10.92	8.71	30.76
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.05	0.12	0.13	0.00	0.06	1.10	0.06	0.00
FeO	0.37	0.38	45.52	15.96	15.20	12.24	0.32	44.11	9.97	11.05	1.37
MnO	0.00	0.00	2.37	0.21	0.21	0.17	0.00	3.73	0.18	0.24	0.00
MgO	0.00	0.00	0.07	11.49	12.48	15.43	0.00	0.06	13.24	13.39	0.00
CaO	13.98	13.95	0.32	11.27	11.55	12.16	15.49	0.64	11.84	12.36	12.09
Na ₂ O	3.09	3.16	0.00	0.00	0.79	0.08	2.21	0.00	0.99	0.77	3.58
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.26	0.01	0.00
Сумма	99.95	100.66	99.50	96.72	97.59	97.98	100.78	98.81	95.37	97.38	98.43
X _{Mg}	-	-	-	0.562	0.594	0.692	-	-	0.603	0.684	-
X _{An}	0.714	0.709	-	-	-	-	0.795	-	-	-	0.656
Ассоциация	Ilm – Pl – Hb			Ilm – Sph – Chl – Pl – Hb				Sph – Pl – Ep – Hb			

Примечание. Обр. B7-84/1 – эпидотовый амфиболит; B7-83/30, 83/32 – амфиболовый сланец; B7-83/32 – меланократовый амфиболовый сланец. Анализы выполнены Г.П. Пономаревым на микронзонде “Самбах” в Институте вулканологии ДВО РАН.

бледно-зеленого пятнисто окрашенного амфибола, основного плагиоклаза и скоплений хлорита. Количество эпидота в этих породах невелико, как правило, он выполняет прожилки и линзовидные обособления. В небольших количествах присутствуют ильменит, сфен и апатит. На фоне тонко- или мелкозернистого амфиболового агрегата иногда выделяются порфириобласты плагиоклаза величиной 1-3 мм, придающие породе очковое строение. Изредка количество амфибола в породах может достигать 70-90%. Кристаллы роговой обманки обычно ориентированы по сланцеватости пород, которая подчеркивается удлиненными кристаллами эпидота и сфена.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Таблица 4.6. Химический состав (окислы в мас.%, элементы – в г/т) метаморфических пород разломной зоны Муссау

Компонент	В7-84/1	В7-83/3	В7-83/13	В7-83/29	В7-83/36	В7-83/30	В7-84/4	В7-84/5	В7-83/32	В7-74/1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	49.60	46.79	43.94	48.88	48.80	42.20	48.52	44.80	48.70	56.99
TiO ₂	1.30	1.00	1.21	1.58	1.53	2.22	1.34	1.10	0.92	0.00
Al ₂ O ₃	14.13	13.39	12.25	14.45	15.10	12.88	15.12	15.30	16.25	1.19
Fe ₂ O ₃	6.82	0.00	1.84	2.19	5.99	8.68	1.88	3.48	6.40	4.11
FeO	4.01	9.80	9.29	9.63	4.45	6.79	8.09	5.41	3.72	1.41
MnO	0.17	0.15	0.10	0.20	0.10	0.15	0.22	0.21	0.14	0.21
MgO	7.34	11.02	15.18	6.65	7.83	12.79	9.25	12.54	8.92	28.95
CaO	11.36	10.06	10.64	10.54	11.22	9.65	11.38	6.59	11.91	0.42
Na ₂ O	2.65	1.97	0.74	2.90	2.69	0.75	2.34	2.86	1.78	0.05
K ₂ O	0.16	0.45	0.10	0.11	0.11	0.25	0.07	0.45	0.00	0.01
P ₂ O ₅	0.16	0.25	0.25	0.32	0.23	0.21	0.20	0.20	0.14	0.05
H ₂ O ⁺	Н.о.	5.19	3.96	2.70	Н.о.	Н.о.	1.50	6.70	Н.о.	Н.о.
П.п.п.	1.60	Н.о.	Н.о.	Н.о.	1.30	2.70	Н.о.	Н.о.	0.40	5.75
Сумма	99.30	100.07	99.50	100.15	99.35	99.27	99.92	99.64	99.28	99.05
X _{Mg}	0.562	0.667	0.712	0.505	0.586	0.610	0.626	0.723	0.627	0.100
Rb	-	-	-	-	-	13	-	-	-	Н.о.
Sr	215	148	98	252	199	73	242	128	161	“
Ba	27	18	0	27	30	8	7	2	30	“
Zr	58	62	141	124	154	90	49	9	44	“
Y	22	37	56	46	53	44	31	23	17	“
Ni	83	220	492	68	140	240	118	132	180	2500
Co	15	46	55	32	15	32	40	34	18	52
Cr	220	350	421	60	270	290	415	352	630	1560
V	220	210	207	200	180	380	251	180	180	34
Cu	74	20	55	72	56	30	62	184	72	204

Примечание. 1-5 – эпидотовый амфиболит; 6-8 – амфиболовый сланец; 9 – меланократовый амфиболовый сланец; 10 – хлорит-гальковая порода. Н.о. – не определялось.

Диапазон состава амфибола в основных сланцах довольно широк. Преобладают кристаллы актинолита и актинолитовой роговой обманки с варьирующим содержанием глинозема. Более глиноземистая актинолитовая роговая обманка образует узкие оторочки вокруг зерен актинолита. Изредка к центральным частям кристаллов амфибола приурочены небольшие выделения буровато-зеленой паргаситовой или эденитовой роговой обманки.

Содержание основного плагиоклаза с 60-65% An (табл. 4.5) в амфиболовых сланцах изменяется в широких пределах, часто он в значительной степени замещен хлоритом, эпидотом и более кислым плагиоклазом (до андезина). Рудный минерал обычно представлен ильменитом, замещаемым сфеном.

Большинство образцов основных сланцев интенсивно катаклазировано. Катаклиз приурочен к системе трещин, по которым породы разбиты на отдельные фрагменты, сцементированные агрегатами эпидота, хлорита и цеолитов.

Эпидотовые амфиболиты (табл. 4.5-4.6, обр. В7-83/3, 83/13, 83/36, 84/1) – слабополосчатые тонко-и мелкозернистые породы, в составе которых преобладает зеленый актинолит и актинолитовая роговая обманка и эпидот, а плагиоклаз (лабрадор с краевыми зонами андезина), хлорит, ильменит и

сфен имеют подчиненное значение. Как и в амфиболовых сланцах, актинолитовая роговая обманка частично замещает и обрастает кристаллы актинолита, а в центральных частях зерен амфибола иногда отмечаются реликты более глиноземистой паргаситовой роговой обманки. Характерно неравномерное распределение минеральных агрегатов амфибола и эпидота. Полосчатость пород подчеркивается ориентированным расположением сегрегаций, обогащенных эпидотом, среди плагиоклаз-актинолитовой массы.

Данные табл.4.5 и приведенное выше описание показывает, что в рассматриваемых породах можно выделить реликтовые фазы исходных габброидных пород и новообразованные, возникшие при метаморфизме, сопровождавшимся интенсивным катаклизмом и милонизацией. К реликтам исходных пород принадлежат основной плагиоклаз (лабрадор-битовнит), ильменит и буроватая паргаситовая роговая обманка, а новообразованные фазы представлены актинолитом и актинолитовой роговой обманкой, более кислым плагиоклазом (андезином), эпидотом, хлоритом, сфеном, реже пренитом и цеолитами. Обрастание актинолита более глиноземистой актинолитовой роговой обманкой свидетельствует о прогрессивной направленности метаморфических процессов. В связи с неравновесностью и незавершенностью процессов изменения исходных пород оценить физико-химические условия метаморфизма затруднительно. Тем не менее, принимая за равновесную ассоциацию андезина и актинолитовой роговой обманки, можно по амфибол-плагиоклазовому геотермобарометру (Плюснина, 1983) приближенно оценить температуру метаморфизма в 520-570°C, а давление – в 2-3 кбар.

В виде единичных мелких обломков на ст. В7-74 драгированы хлорит-тальковые породы, сложенные тонкочешуйчатым агрегатом талька, среди которого наблюдаются скопления хлорита и выделения буроватой шпинели. В небольшом количестве присутствуют призматические кристаллы тремолита. Состав аксессуарной шпинели (обр. В7-74/1, в мас.%): TiO_2 – 0.44; Al_2O_3 – 21.56; Cr_2O_3 – 45.32; Fe_2O_3 – 3.22; FeO – 17.22; MnO – 0.32; MgO – 11.90; сумма – 100.08; $Cr/(Cr+Al)=58.5$; $Mg/(Mg+Fe)=0.55$ свидетельствует о принадлежности рассматриваемых пород к комплексу ультрамафитов (ортопироксенитов).

С амфиболовыми сланцами и эпидотовыми амфиболитами тесно связаны аподиабазовые (апогаббровые) эпидотовые амфиболиты. В последних темноцветные минералы исходных пород нацело замещены зеленой и буровато-зеленой роговой обманкой, по составу аналогичной основным сланцам и эпидотовым амфиболитам, но характерно сохранение первичного плагиоклаза, представленного лабрадор-битовнитом. Аподиабазовые амфиболиты при меньшей степени метаморфических преобразований обнаруживают переходы в диабазы, в которых сохраняются реликты магматических структур и минералов. Наблюдается также тесная связь метаморфических пород с бластокатаклазитами и бластомилонитами по габброидам, для которых характерен тот же набор вторичных минералов, но реликты габброидных структур позволяют однозначно определять исходные породы.

Генетическое родство метаморфических пород, габброидов и диабазов подтверждается сходным их химическим составом и распределением в них литофильных элементов и элементов группы железа (табл. 4.6). Из таблицы видно, что эти породы являются производными толеитовых расплавов, типичных для спрединговых структур срединно-океанических хребтов (Геология и петрология зон..., 1991).

Интенсивные метаморфические изменения характерны для основных и ультраосновных пород офиолитового комплекса, выявленного драгированием в Центральном разломе Филиппинского моря (Геология и петрология зон., 1991; Тарарин, Чубаров, 1994; *Geology and Geophysics.*, 1995). Центральный разлом протягивается с юго-востока на северо-запад Филиппинской котловины до 127° с.ш. (Щека и др., 1986) и представляет собой зону интенсивно расчлененного рельефа морского дна с четко выраженной депрессией в осевой части и многочисленными горными грядами, разделенными ложбинами, параллельными ей. Ширина зоны разлома достигает 300 км, а амплитуда высот над дном депрессии – 1000-1500 м. Характер строения земной коры в ее пределах и отсутствие признаков сейсмической активности позволили рассматривать зону Центрального разлома как поверхностное выражение глубинного разлома земной коры, активного в доэоценовое время (Геология дна., 1980).

Данные о вещественном составе пород Центрального разлома очень ограничены и относятся только к базальтовой части разреза земной коры, которая, по данным (Щека и др., 1986), представлена оливиновыми океаническими базальтами, на которых развиты щелочно-базальтовые вулканические постройки.

Породы офиолитового комплекса, подстилающие базальтоиды, были впервые драгированы в 4-м рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов» в 1984 году (Тарарин и др., 1988; Тарарин, Чубаров, 1994) в пределах юго-восточного окончания Центрального разлома, вблизи его сочленения с подводным хребтом Кюсю-Палау. На ст. Н4-72 (координаты: 15°01.2'-15°01.4' с.ш.; 132°12.3'-132°11.9' в.д.; глубина: 5160-4840 м) были подняты обломки и щебень метаморфизованных основных и ультраосновных пород и слабо измененных базальтов.

Комплекс метаморфических пород включает метаморфизованные ультрабазиты, амфиболиты, метагабброиды, диабазы, метабазальты и их туфы. Метаморфизованные ультрамафиты представлены аполерцолитовыми серпентинитами, талькитами, тремолит-тальковыми, серпентин-тальковыми и тремолит-серпентин-тальковыми породами.

Аполерцолитовые серпентиниты сложены псевдоморфозами серпентина в ассоциации с магнетитом по оливинолу, почти полными псевдоморфозами бастита по энстатиту En_{86-87} , редкими кристаллами диопсида $Ca_{46.8}Mg_{46.6}Fe_{4.8}$ и аксессуарной шпинелью, отличающейся от более хромистых шпинелей Марианского и Идзу-Бонинского желобов (Геология дна., 1980; Геология и петрология зон., 1991; Тарарин, Чубаров, 1994; Bloomer, Hawkins, 1983) повышенным содержанием глинозема и низкой степенью окисления железа. Повышенная глиноземистость энстатитов лерцолитов (3.5% Al_2O_3) свидетельствует об их формировании в условиях значительного давления ((Danckwerth, Newton, 1978; Presnall, 1976).

Талькиты, тремолит-тальковые, серпентин-тальковые и тремолит-серпентин-тальковые породы состоят из тонкочешуйчатых агрегатов талька, к которому в небольших количествах присоединяются тремолит, серпентин или серпентин с тремолитом. Во всех породах наблюдается небольшое количество реликтовых кристаллов клинопироксена и хромистой шпинели.

В составе метаморфизованных габбро содержится авгит $Ca_{38-48}Mg_{43-47}Fe_{8-15}$, плагиоклаз An_{63-72} и оливково-бурый чермакитовый амфибол (Тарарин, Чубаров, 1994). Темноцветные минералы замещаются хлоритом, актинолитом, а плагиоклаз – альбитом, хлоритом и клиноцоизитом. Между пироксеном и

Таблица 4.7. Микрозондовые анализы минералов метаморфических пород Центрального разлома Филиппинского моря

Компонент	Н4-72/17-2		Н4-72/11				
	Срх	Pl	Hb ¹	Hb ²	Hb ³	Hb ⁴	Chl
SiO ₂	51.38	59.01	40.29	49.49	50.93	54.72	26.70
TiO ₂	0.00	0.00	0.40	0.23	0.24	0.44	0.01
Al ₂ O ₃	0.25	26.12	14.96	6.34	4.22	1.27	21.36
FeO	17.51	0.32	18.92	13.88	15.45	14.10	24.12
MnO	0.41	0.00	0.00	0.01	0.06	0.06	0.19
MgO	9.34	0.00	8.79	13.69	14.09	15.75	17.26
CaO	20.06	7.64	11.78	11.59	11.78	12.26	0.03
Na ₂ O	0.00	6.94	2.11	0.70	0.46	0.02	0.00
K ₂ O	0.00	0.26	0.22	0.09	0.11	0.03	0.00
Сумма	98.65	100.29	97.47	96.02	97.34	98.65	89.67
X _{Mg}	0.487	-	0.452	0.638	0.618	0.665	0.560
X _{An}	-	0.374	-	-	-	-	-
Wo	42.2	-	-	-	-	-	-
En	28.8	-	-	-	-	-	-
Fs	29.0	-	-	-	-	-	-
T°, С			620	450	425	350	
P, кбар			5	2	1.5	<1	

Примечание. Обр. Н4-72/17-2 – амфиболит, Н4-72/11 – амфибол-хлоритовый сланец. Hb¹, Hb², Hb³, Hb⁴ – различные кристаллы амфибола. X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe), X_{An}=Ca/(Ca+Na+K). Температура и давление рассчитаны по амфиболовому геотермобарометру (Мишкин, 1990).

плаггиоклазом располагаются ильменит и апатит, как бы цементируя их и обуславливая высокие содержания железа, титана и фосфора (табл. 4.8).

Амфиболиты (табл. 4.7, обр. Н4-72/17-2) сложены оливково-зеленым амфиболом, андезином An₃₇ и небольшим количеством клинопироксена, биотита и рудных минералов.

Химический состав метаморфизованных основных и ультраосновных пород Центрального разлома приведен в табл. 4.8. Из таблицы видно, что состав рассматриваемых пород наиболее сходен с метаморфизованными породами офиолитового комплекса зоны разлома Яп (Geology and Geophysics..., 1995), где также широким развитием пользуются метаморфизованные шпинелевые лерцолиты, тогда как для офиолитов Идзу-Бонинского и Марианского желобов характерна ассоциация сильно деплетированных гарцбургитов и плаггиоклазовых перидотитов (Геология дна..., 1980; Геология и петрология зон..., 1991; Петрологические провинции..., 1996). Шпинелиды метаморфизованных офиолитов Центрального разлома наиболее близки по составу шпинелям абиссальных перидотитов (Dick, Bullen, 1984), являясь более глиноземистыми и менее хромистыми по сравнению со шпинелидами ультрамафитов Марианского и Идзу-Бонинского желобов.

Анализ минеральных ассоциаций метаморфизованных основных и ультраосновных пород офиолитового комплекса Центрального разлома свидетельствует, что изменения имеют диафорическую природу и происходили в условиях зеленосланцевой фации. Оценка P-T-условий метаморфизма с помощью амфиболового геотермобарометра (Мишкин, 1990) дает температуру 330-450°С и давление от <1 до 3 кбар. Оливково-бурый амфибол, присутст-

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Т а б л и ц а 4.8. Химический состав (окислы – в мас.%, элементы – в г/т) метаморфизованных основных пород Центрального разлома Филиппинского моря

Компонент	Н4-72/17-2	Н4-72/11	Н4-72/15	Н4-72/7	Н4-72/10	Н4-72/13	Н472/8	Н4-72/9
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	52.47	31.10	42.68	46.02	46.90	37.98	47.25	49.15
TiO ₂	1.42	2.25	4.45	1.35	1.39	1.25	1.38	1.45
Al ₂ O ₃	15.43	16.49	14.52	17.14	15.27	16.34	16.31	15.83
Fe ₂ O ₃	4.84	3.17	6.00	5.64	7.36	2.34	3.24	3.03
FeO	6.25	18.14	10.90	4.59	4.12	11.86	6.50	6.87
MnO	0.24	0.68	0.68	0.37	0.21	0.69	0.22	0.22
MgO	5.36	14.14	4.88	9.03	5.55	13.94	11.61	9.71
CaO	8.42	4.26	7.41	10.66	14.87	6.78	6.60	6.62
Na ₂ O	3.39	0.26	3.16	1.90	2.32	1.12	2.48	3.81
K ₂ O	0.34	0.08	0.20	0.13	0.13	0.09	0.08	0.11
P ₂ O ₅	0.26	0.42	2.04	0.17	0.27	0.26	0.25	0.25
H ₂ O ⁺	0.95	7.81	2.13	-	-	5.59	-	-
П.п.п.	0.14	0.84	0.26	2.79	1.42	1.26	3.77	2.93
Сумма	99.58	99.64	99.33	99.79	99.81	99.50	99.69	99.98
Rb	Н.о.	Н.о.	Н.о.	5	8	Н.о.	5	5
Sr	“	“	“	103	331	“	106	124
Ba	“	“	“	5	5	“	5	4
Zr	“	“	“	59	86	“	64	73
Y	“	“	“	22	32	“	21	24
Ni	85	358	90	247	82	239	154	126
Co	30	88	12	47	25	47	34	32
Cr	148	128	8	228	232	380	247	205
V	159	154	44	172	194	184	183	186
Cu	76	19	67	86	71	73	81	90

Пр и м е ч а н и е. 1 – амфиболит, 2 – амфибол-хлоритовая порода. 3 – метагаббро, 4-6 – диабаз, 7-8 – метабаза. Низкое содержание SiO₂ в обр. Н4-72/13 обусловлено интенсивной хлоритизацией породы.

вующий в парагенезисах метаморфизованных габброидов и диабазов, образовался, вероятно, на позднемагматическом этапе кристаллизации остаточного базитового расплава при температуре около 550-650°С и давлении 4.5-7.5 кбар, т.е. в условиях глубинных магматических очагов.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ОБРАМЛЕНИЯ ТИХОГО ОКЕАНА

В континентальных и островодужных структурах обрамления Тихого океана метаморфические образования мезозойского и более молодого возраста пользуются чрезвычайно широким распространением, почти непрерывной полосой обрамляя впадину Тихого океана (метаморфические зоны: Карагинская, п-ова Озерного, Хавывенская, Хатырская, Пекульнейская, Сусунайская, Камуикотан, Самбагава, Тайваньская, Восточно-Калимантанская, Тиморская, Ново-Каледонская, Восточно-Новозеландская, Антильская, Францисканская), формируясь за счет магматических и осадочных пород различного состава. Их характеристика приведена в работах (Маракушев и др, 1971, 2000). В данном

разделе будут рассмотрены только метаморфические зоны о. Карагинского, п-ова Озерного, Хавывенской возвышенности и Ганальского хребта Камчатки, по которым в последние годы получены новые данные.

В аккреционной структуре о. Карагинского тектонически совмещены различные по составу, возрасту и происхождению структурно-вещественные комплексы. Они формируют ряд пластин, соприкасающихся друг с другом по крупным надвигам, наклоненным на северо-запад. Наиболее высокое положение занимают тектонические пластины позднеэоценовых островодужных отложений, ниже которых расположены сложно дислоцированные офиолитовые чешуи и серпентинитовый меланж (рис. 4.3). Наиболее низкое структурное положение занимают пластины интенсивно дислоцированных палеогеновых терригенных пород и осадочного меланжа (Геология западной..., 1990; Кравченко-Бережной, 1989; Тарарин, 1999; Тарарин, Бадрединов, 1997; Тарарин и др., 1993, 1998; Чехович и др., 1989; Kravchenko-Berezhnoy, Nazimova, 1991; Kravchenko-Berezhnoy et al., 1990).

Метаморфические породы о. Карагинского образуют крупные (до 1.5 км) вытянутые блоки, обрамляющие выходы офиолитов в центральной части острова, залегающие в их основании, и множество глыб и более крупных тел среди серпентинитового меланжа (рис. 4.4, 4.5). Возраст метаморфических пород точно не установлен. Находки альб-сеноманских и кампан-маастрихтских радиолярий в породах кремнисто-вулканогенного комплекса (Брагин и др., 1986; Вишневская и др., 1981), перекрывающего офиолитовые образования, свидетельствуют о доверхнемеловом возрасте протолита метаморфических пород. Радиоизотопные К-Аг определения, варьирующие от 30 ± 5 млн. лет до 70 ± 2 млн. лет (Геология западной..., 1990; Кравченко-Бережной, 1989; Тарарин, Бадрединов, 1997; Чехович и др., 1989), отвечают процессам динамотермального метаморфизма, связанного с отрывом и перемещением нагретых офиолитовых пластин.

Нами проведено дополнительное определение радиоизотопного возраста метаморфических пород с помощью К-Аг метода. Из табл. 4.9 следует, что возраст метаморфизма исходных пород острова отвечает концу позднего мела (70 ± 2 млн. лет) и подтверждает более ранние заключения (Геология западной..., 1990; Кравченко-Бережной, 1989; Kravchenko-Berezhnoy et al., 1990; Kravchenko-Berezhnoy, Nazimova, 1991). Более молодые К-Аг датировки обусловлены, вероятно, «омоложением» возраста вследствие процессов зеленокаменного диафореза пород, обусловившего потерю радиогенного аргона.

Метаморфические породы – полосчатые метабазитовые сланцы, образовавшиеся за счет исходных алевритовых и алевро-пелитовых туфов основного и меньше среднего состава, содержащих тонкие (до 0.5 м) прослои туфосилицитов и согласные тела долеритов, габбро-долеритов и реже тоналитов. В нижних и средних частях разреза преобладают эпидот-плагиоклаз-амфиболовые сланцы, среди которых отмечаются маломощные прослои эпидот-биотит-амфибол-плагиоклазовых и амфибол-плагиоклазовых сланцев. Для верхних частей разреза характерны разнообразные зеленые сланцы с различными количественными соотношениями альбита, хлорита, актинолита (или актинолитовой роговой обманки), эпидота, а также кварциты и кварцитовидные сланцы с варьирующим содержанием кварца, хлорита, карбоната, актинолита, плагиоклаза, эпидота и реже мусковита и биотита. Здесь же иногда отмечаются единичные прослои меланократовых хлорит-амфибол-эпидотовых (\pm плагиоклаз) сланцев мощностью до 2-3 м, обогащенных сульфидной минерализацией (пирротин, халькопирит, арсенопирит).

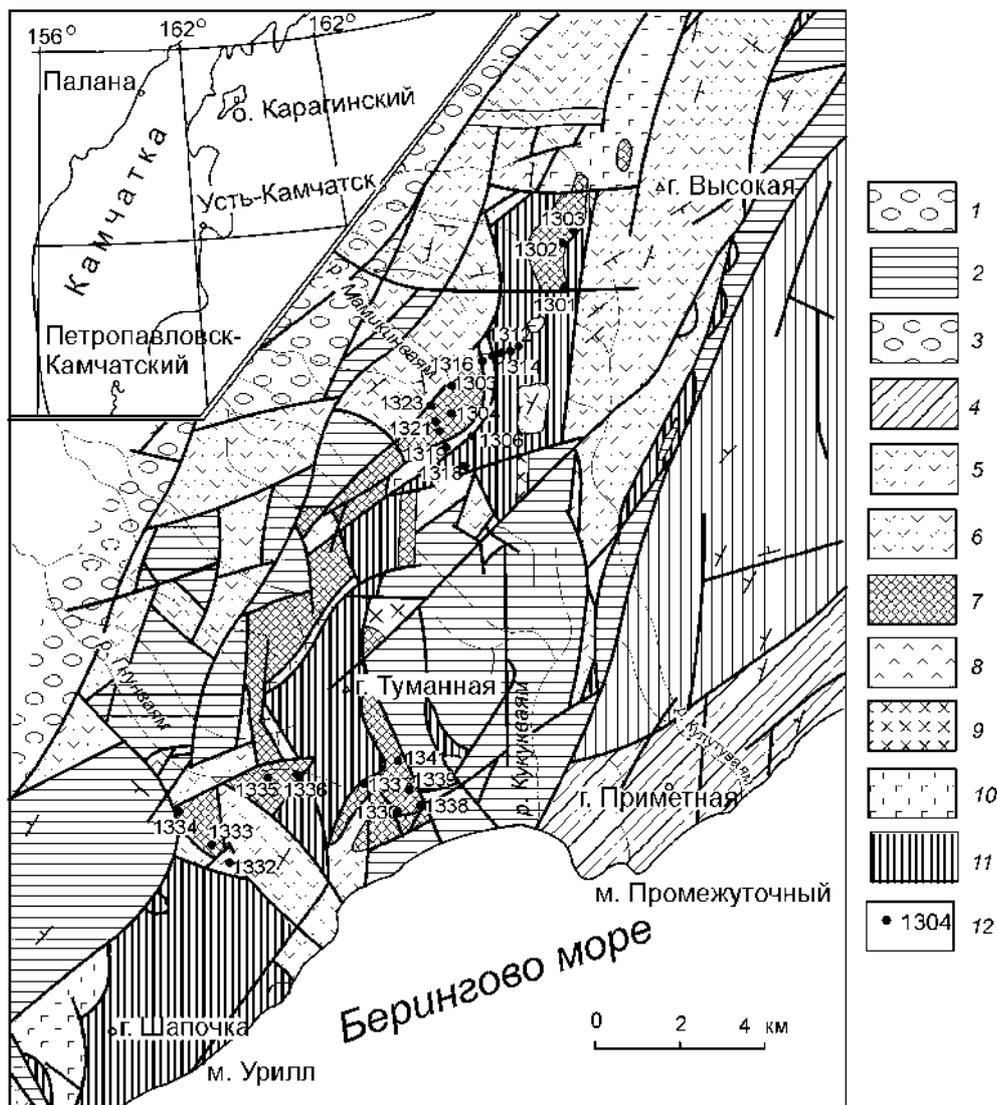


Рис. 4.3. Геологическая карта центральной части о.Карагинского (составлена с использованием материалов (Геология юга..., 1987).

1 – молассоидный комплекс (песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты); 2-4 – флише-идный комплекс: 2 – нерасчлененные отложения (алевролиты, песчаники, конгломераты, туфы, туфобрекчии), 3 – аргиллиты, алевролиты, песчаники, 4 – алевролиты, песчаники осадочного меланжа; 5 – осадочно-вулканогенный комплекс (базальты, реже андезиты, туфы, туфобрекчии, туффиты, алевролиты); 6 – кремнисто-вулканогенный комплекс (базальты, брекчии, туфы, туфогравелиты, кремни); 7-11 – офиолитовый комплекс: 7 – метаморфические породы, 8 – диабазы, 9 – кварцевые диориты, 10 – габбро и метагаббро, 11 – серпентиниты и серпентинизированные гарцбургиты; 12 – точки наблюдений

Преобладающие среди метабазитов метаморфического комплекса эпидот-плагиоклаз-амфиболовые сланцы – порфиробластические породы с тонко- или мелкозернистой связующей массой. В их составе главная роль принадлежит зеленой роговой обманке (табл. 4.10), ассоциирующей с плагиоклазом An_{18-25} и эпидотом (Тарарин и др., 1993). В подчиненных количествах отмечаются биотит, хлорит, кварц, ильменит и сульфиды (пирит, пирротин и

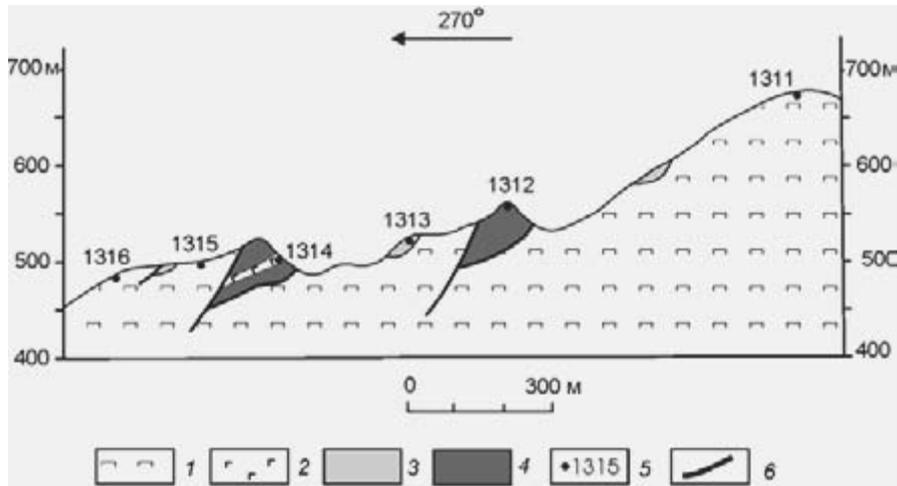


Рис. 4.4. Блоки метаморфических пород в серпентинитовом меланже о. Карагинского. Разрез через т.н. 1311-1316, истоки р. Мамакинваям.
 1 – серпентиниты и серпентинизированные гарцбургиты, 2 – метаморфизованные габбро и ортоклазсодержащие метадолериты, 3 – метаморфизованные тоналиты, 4 – эпидот-плаггиоклаз-амфиболовые основные сланцы, 5 – точки наблюдений

халькопирит). Роговая обманка сланцев оптически зональна. Центральные части ее зерен и узкие краевые каймы сложены актинолитом, а вся остальная часть кристаллов отвечает чермакитовой, феррочермакитовой и магнезиальной роговой обманке (по номенклатуре, Leake, 1978). В некоторых образцах сланцев в кристаллах амфибола сохраняются реликты клинопироксена и бурой магматической роговой обманки, свидетельствующие о высоких скоростях метаморфических преобразований исходных пород и незавершенности метаморфических процессов.

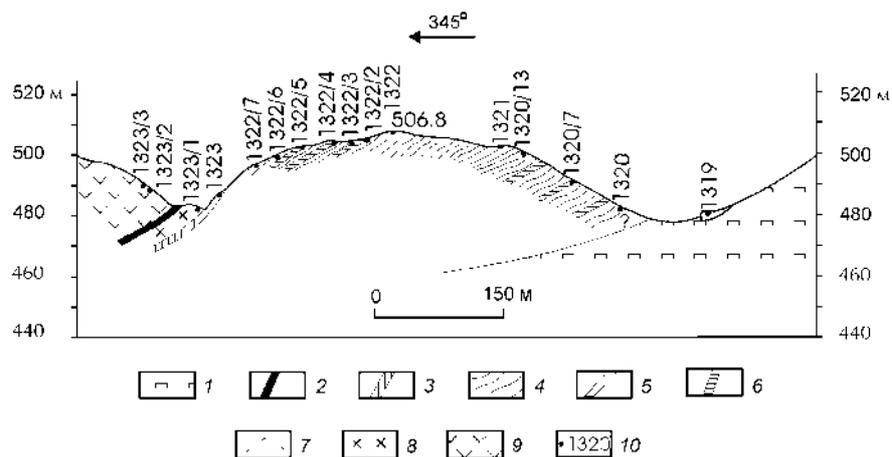


Рис. 4.5. Схематический разрез через крупный блок метаморфических пород среди серпентинитового меланжа. Истоки р. Мамакинваям, т.н. 1319-1323.
 1-7 – офиолитовый комплекс: 1 – серпентинизированные гарцбургиты, 2 – серпентиниты, 3 – листвениты, 4 – эпидот-плаггиоклаз-амфиболовые сланцы, 5 – эпидот-биотит-амфибол-плаггиоклазовые сланцы, 6 – метадолериты и метаморфизованные габбро-долериты, 7 – шаровые лавы базальтов; 8-9 – кремнисто-вулканогенный комплекс: 8 – трахиандезиты, 9 – туфы базальтов с прослоями кремнистых сланцев; 10 – точки наблюдений

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Таблица 4.9. К-Аг определения возраста метаморфических пород о.Карагинского

Образец	Порода	K ₂ O, вес.%	⁴⁰ Аг, нг/г	Возраст, млн. лет
1316	Метадолерит	0.87	2.32±0.07	38.39±1.16
1322/6	Метагаббро-долерит	0.82	2.49±0.075	43.03±0.86
1313	Метаморфизованный тоналит	0.88	2.66±0.08	43.43±1.30
1314	Метадолерит	0.82	2.50±0.075	44.71±2.21
1322/4	Метадолерит	0.73	2.43±0.13	47.77±2.39
1318	Метадолерит	1.23	6.07±0.18	70.39±0.86
1320/13	Эпидот-биотит-амфибол-плагиоклазовый сланец	1.26	6.25±0.19	70.60±2.14

Примечание. Определения выполнены С.И.Дрилем и В.Н.Смирновым в Институте геохимии СО РАН. В качестве эталонов использовались образцы "Азия 1/65" и "Биотит Ви-70-А".

Характер зональности минералов сланцев свидетельствует, что метаморфизм имеет полиметаморфическую природу и осуществлялся в несколько этапов (Тарарин и др., 1993). Наиболее ранний метаморфизм океанической природы фиксируется по реликтам актинолита зональных кристаллов амфибола и отвечает условиям фации зеленых сланцев ($T=305-365^{\circ}\text{C}$; $P<1$ кбар). Этот метаморфизм осуществлялся при активном участии нагретой морской воды, о чем свидетельствует неравномерная спилитизация исходных пород. На диаграмме CaO-Na₂O (рис. 4.6) видно, что фигуративные точки состава метабазитов о. Карагинского (табл. 4.11) располагаются вдоль спилитового тренда низкотемпературного изменения, обуславливающего образование в породах парагенезиса альбита с хлоритом, актинолитом и эпидотом (Тарарин, Бадрединов, 1997). Величина (Na₂O+K₂O)/CaO отношения, которая для неизменных базальтов срединно-океанических хребтов не превышает 0.32 (Силантьев, 1995), в метабазитах о. Карагинского варьирует от 0.21 до 1.0.

Главный этап метаморфизма метабазитов связан с процессами перемещения в конце позднего мела нагретых габбро-гипербазитовых пластин офио-

Таблица 4.10. Представительные микрозондовые анализы минералов метаморфических пород о.Карагинского

Компонент	1304/7						1304/8					1322/3	
	Act	Hb _c	Hb _r	Ep _c	Ep _r	Pl _r	Act	Hb _c	Hb _r	Hb ²	Pl	Act	Hb _c
SiO ₂	54.85	42.44	42.46	37.20	38.54	61.58	53.98	41.78	42.03	47.55	61.72	55.72	44.74
TiO ₂	0.00	0.31	0.28	0.00	0.08	0.00	0.00	0.31	0.34	1.37	0.00	0.03	0.40
Al ₂ O ₃	0.74	13.87	13.59	23.32	28.21	24.23	1.08	14.45	13.59	7.90	23.31	1.00	11.93
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.07	0.00	0.00	0.00	0.12
FeO	13.02	17.51	17.51	12.79	6.85	0.06	12.33	19.27	18.33	16.69	0.28	10.41	14.77
MnO	0.20	0.23	0.24	0.05	0.00	0.00	0.18	0.25	0.21	0.21	0.00	0.19	0.25
MgO	15.25	9.06	8.82	0.01	0.02	0.00	15.69	7.17	8.41	10.51	0.00	17.41	11.31
CaO	12.46	1.23	11.17	23.21	23.95	4.99	12.06	11.08	10.99	12.26	4.69	12.68	11.88
Na ₂ O	0.02	1.90	1.78	0.00	0.00	9.85	0.06	1.78	2.02	1.11	9.75	0.02	1.50
K ₂ O	0.02	0.38	0.38	0.02	0.01	0.07	0.04	0.46	0.34	0.26	0.06	0.00	0.27
Сумма	96.56	96.33	96.23	96.60	97.66	100.78	95.42	96.62	96.33	97.86	99.81	97.46	97.17
X _{Mg}	0.676	0.480	0.473	-	-	-	0.694	0.399	0.442	0.529	-	0.749	0.576
X _{An}	-	-	-	-	-	0.219	-	-	-	-	0.209	-	-

Компо- нент	1322/3				1304/2							1320/13	
	Hb _r	Ep _c	Ep _r	Pl _r	Act _c	Act _r	Hb _c	Hb _r	Ep	Chl	Pl	Act	Hb _c
SiO ₂	46.08	37.30	37.53	61.06	53.95	55.08	43.87	45.06	37.82	26.27	68.03	56.01	43.81
TiO ₂	0.25	0.09	0.05	0.00	0.05	0.30	0.38	0.38	0.01	0.06	0.00	0.00	0.28
Al ₂ O ₃	10.71	23.20	26.44	24.42	2.57	0.96	12.21	11.77	24.74	21.03	20.02	0.39	12.33
Cr ₂ O ₃	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.08	0.18	0.14	0.03	0.59	0.00	0.00	0.04
FeO	14.31	13.42	9.59	0.19	10.19	10.58	16.07	15.42	11.47	19.87	0.09	9.51	15.59
MnO	0.19	0.08	0.11	0.00	0.19	0.19	0.26	0.20	0.15	0.16	0.00	0.39	0.42
MgO	12.19	0.00	0.02	0.00	17.04	17.79	10.60	11.06	0.01	19.34	0.01	18.06	10.94
CaO	11.90	23.45	23.86	5.24	12.38	13.16	11.46	11.41	25.54	0.11	0.71	12.49	11.38
Na ₂ O	1.50	0.00	0.00	8.83	0.43	0.07	1.83	1.90	0.00	0.02	11.84	0.00	1.69
K ₂ O	0.28	0.00	0.00	0.09	0.05	0.03	0.24	0.27	0.00	0.00	0.08	0.00	0.25
Сумма	97.45	97.55	97.60	99.83	96.85	98.25	97.10	97.61	97.77	87.45	100.78	96.85	96.73
X _{Mg}	0.604	-	-	-	0.749	0.749	0.540	0.461	-	0.634	-	0.772	0.555
X _{An}	-	-	-	0.248	-	-	-	-	-	-	0.033	-	-
Компо- нент	1320/13						1321						
	Hb _r	Bi	Ep _c	Ep _r	Pl _c	Pl _r	Act _c	Act _r	Hb _c	Hb _r	Hb		
SiO ₂	45.07	37.02	36.94	37.26	62.39	61.70	56.53	54.09	44.29	43.34	44.08		
TiO ₂	0.26	1.94	0.19	0.05	0.00	0.04	0.00	0.03	0.28	0.27	0.29		
Al ₂ O ₃	11.12	16.91	21.82	25.13	24.23	23.30	0.92	2.43	13.17	13.41	12.44		
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
FeO	15.46	15.64	14.55	10.32	0.29	0.95	10.63	11.79	17.10	17.29	17.13		
MnO	0.42	0.12	0.05	0.14	0.00	0.00	0.28	0.31	0.19	0.22	0.26		
MgO	11.51	13.06	0.03	0.01	0.00	0.17	17.85	16.49	10.07	9.67	10.15		
CaO	11.62	0.02	23.38	23.57	4.81	4.04	11.83	11.61	11.45	11.08	10.88		
Na ₂ O	1.72	0.01	0.00	0.00	9.37	8.67	0.32	0.47	2.00	1.93	1.93		
K ₂ O	0.27	8.65	0.00	0.00	0.11	0.32	0.03	0.06	0.32	0.32	0.34		
Сумма	97.45	93.37	97.00	96.48	101.20	99.21	98.39	97.28	98.87	97.63	97.50		
X _{Mg}	0.570	0.598	-	-	-	-	0.750	0.714	0.412	0.498	0.514		
X _{An}	-	-	-	-	0.220	0.202	-	-	-	-	-		
Компо- нент	1333/6							1314					
	Pl _c	Pl _r	Act	Hb _r	Ep	Chl	Pl _r	Act _c	Act _r	Hb _r	Ep	Pl	Or
SiO ₂	63.06	65.09	53.97	47.98	37.87	26.19	66.30	53.99	56.40	45.43	37.66	64.80	64.53
TiO ₂	0.00	0.00	0.01	1.17	0.03	0.01	0.00	0.00	0.18	0.28	0.00	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	23.97	22.81	1.71	7.59	27.82	22.06	20.77	3.15	0.80	12.26	25.88	21.81	18.74
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.15	0.25	11.84	11.89	7.75	19.91	0.52	8.40	7.78	12.05	10.09	0.05	0.28
MnO	0.00	0.00	0.29	0.30	0.15	0.35	0.00	0.10	0.42	0.21	0.08	0.00	0.00
MgO	0.00	0.01	15.86	14.12	0.05	19.07	0.25	17.83	18.30	15.00	0.12	0.00	0.00
CaO	4.64	3.39	12.67	11.49	24.15	0.07	1.18	12.03	13.20	11.26	23.72	2.48	0.00
Na ₂ O	9.16	9.66	0.03	1.05	0.00	0.00	10.15	0.24	0.00	2.02	0.00	10.18	0.55
K ₂ O	0.10	0.08	0.02	0.00	0.00	0.00	0.08	0.10	0.06	0.45	0.00	0.14	16.76
Сумма	101.08	101.29	96.40	95.59	97.82	87.66	99.25	96.75	97.16	98.96	97.55	99.48	100.86
X _{Mg}	-	-	0.704	0.678	-	0.604	-	0.791	0.806	0.690	-	-	-
X _{An}	0.218	0.162	-	-	-	-	0.006	-	-	-	-	0.118	-

Примечание. Обр. 1304/7, 1304/8, 1322/3, 1304/2 – плагиоклаз-амфиболовый основной сланец; 1320/13 – эпидот-биотит-амфибол-плагиоклазовый основной сланец; 1321 – амфибол-плагиоклазовый основной сланец; 1333/6 – хлорит-эпидот-плагиоклаз-амфиболовый зеленый сланец; 1314 – ортоклазодержащий метадолерит. В обр. 1304/7, 1304/8, 1322/3, 1320/13, 1321 – Act – реликтовые ядра кристаллов зеленой роговой обманки; в обр. 1304/8 – Hb² – реликтовая бурая роговая обманка. Анализы выполнены В.М.Чубаровым на микрозонде “Camebax” в Институте вулканологии ДВО РАН.

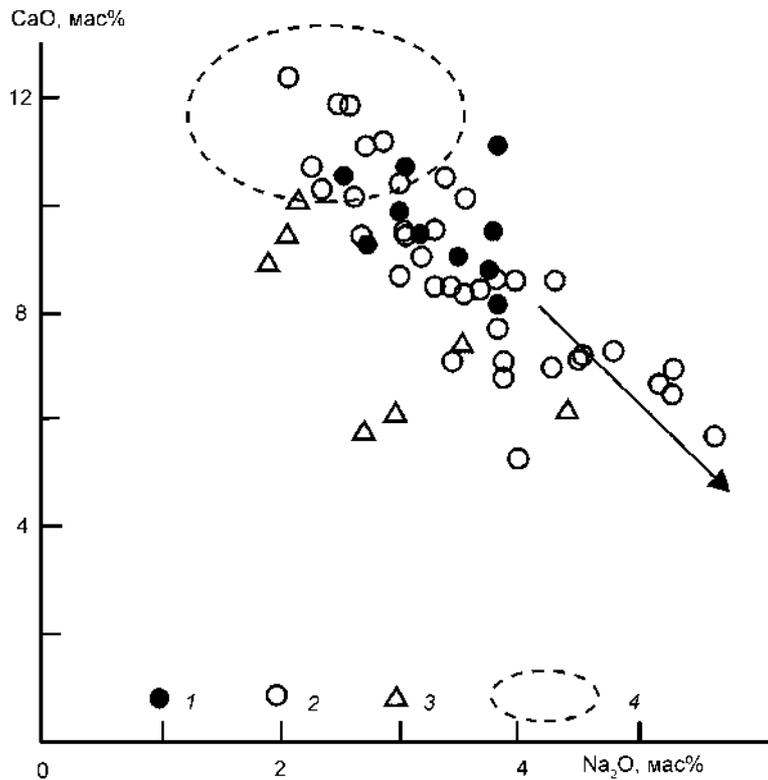


Рис. 4.6. Распределение CaO и Na₂O в метаморфических породах офиолитового комплекса о. Карагинского

1-3 – метаморфические породы: 1 – I геохимической группы, 2-3 – II геохимической группы: основные кристаллические сланцы и зеленые сланцы (2), метаморфизованные долериты, габбро-долериты и тоналиты (3); 4 – поле составов толеитов срединно-океанических хребтов (Силантьев, 1984). Стрелкой показан тренд спилитизации. На диаграмме отражены данные табл. 4.11 и неопубликованные данные авторов

литового комплекса при образовании аккреционной призмы острова. Параметры этого метаморфизма снижаются с удалением от контактов с основанием офиолитовых тел от нижних частей амфиболитовой фации ($T=520-560^{\circ}\text{C}$; $P=3.7-5.1$ кбар) до зеленосланцевой фации ($T=450-490^{\circ}\text{C}$; $P=3-3.2$ кбар). В этот этап формируется парагенезис чермакитовой или магнезиальной роговой обманки с плагиоклазом An₁₈₋₂₅, эпидотом и реже биотитом.

Локально в метаморфических породах проявлен диафторез зеленосланцевой фации ($T=330-350^{\circ}\text{C}$; $P<1$ кбар), одновременный с зеленокаменным изменением островодужных вулканитов позднего мела (Тарарин и др., 1993). Этот ретроградный метаморфизм ответственен за «омоложение» K-Ar радиоизотопных возрастов метаморфизма пород.

Среди метаморфических образований острова четко выделяются две петрохимические группы. Породы I группы (ан. 1-9, табл. 4.11) обладают повышенными содержаниями TiO₂, Cr, Y и пониженными концентрациями литофильных элементов, что сближает их с толеитами спрединговых структур. Породы II геохимической группы (ан. 10-27, табл. 4.11), преобладающие среди метаморфических образований, характеризуются пониженными концентрациями TiO₂, иттрия, фемафильных компонентов и повышенными (и даже высокими) содержаниями литофильных элементов, что позволяет отнести их

Таблица 4.11. Содержание петрогенных, рассеянных и редкоземельных элементов в метаморфических породах о. Карагинского

Компонент	1300	1306	1306/2	1306/5	1306/7	1308/1	1312	1312/2	1335
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	49.63	48.34	47.17	49.66	49.63	47.00	49.66	50.08	50.64
TiO ₂	1.74	2.05	1.47	1.73	1.74	1.81	2.80	2.27	1.62
Al ₂ O ₃	14.27	13.46	13.99	13.93	14.06	14.10	13.42	13.29	14.28
Fe ₂ O ₃	7.59	3.34	6.76	3.56	3.90	5.42	1.06	3.58	3.38
FeO	4.42	8.20	6.24	8.16	7.17	7.80	10.70	9.43	7.47
MnO	0.20	0.21	0.22	0.25	0.22	0.22	0.24	0.22	0.21
MgO	5.52	7.31	7.74	7.13	7.57	7.84	6.62	6.77	7.44
CaO	11.16	9.98	10.77	8.86	9.38	9.62	8.21	9.14	9.56
Na ₂ O	3.83	2.98	3.06	3.73	2.73	3.79	3.82	3.49	3.14
K ₂ O	0.27	0.10	0.02	0.15	0.09	0.19	0.34	0.25	0.20
P ₂ O ₅	0.24	0.23	н.о.	0.24	0.22	н.о.	0.36	н.о.	0.29
П.п.п.	1,20	3,03	2,45	2,12	2,90	2,02	2,10	1,00	1,03
Сумма	100,07	99,23	99,89	99,52	99,61	99,81	99,33	99,52	99,26
Rb	2.9	1.9	1.07	5	9.06	4.87	4.4	1.44	1.24
Sr	170	100	120	100	178	154	120	83	112
Ba	60	20	25	25	35	82	30	59	30
Zr	93	120	100	110	100	120	130	150	120
Y	36	41	35	35	35	39	43	44	35
Nb	2.8	2.9	2.8	3.5	3.4	2.9	2.4	6.4	3.2
La	4.7	4.5	3.6	4.0	3.6	4.2	4.4	7.2	4.3
Ce	12	14	11	11	12	14	14	20	13
Nd	11	12	9.9	10	9.6	12	11	16	12
Sm	4.1	5.0	3.8	4.0	3.6	4.1	4.7	5.2	4.3
Eu	1.5	1.4	1.4	1.5	1.3	1.6	1.5	1.7	1.3
Tb	1.1	1.3	1.1	1.4	1.2	1.1	1.1	1.6	1.3
Yb	3.8	4.5	3.8	4.4	4.1	4.2	4.4	5.3	4.7
Lu	0.64	0.72	0.61	0.73	0.64	0.71	0.76	0.84	0.72
Компонент	1302/2	1303/1	1304/2	1304/8	1305/1	1320/3	1320/13	1320/14	1322/2
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	53.64	49.82	49.95	55.23	53.04	51.78	53.91	51.20	49.87
TiO ₂	0.59	0.68	0.66	0.65	0.80	0.75	0.59	0.77	0.73
Al ₂ O ₃	17.58	17.39	13.63	16.43	16.84	15.53	17.21	17.56	18.15
Fe ₂ O ₃	3.41	5.17	4.39	4.29	4.48	4.23	3.13	4.61	4.47
FeO	4.74	4.83	5.02	4.92	5.55	5.67	5.29	4.82	5.73
MnO	0.15	0.18	0.19	0.15	0.19	0.18	0.17	0.17	0.16
MgO	5.02	5.36	6.98	4.80	5.49	7.10	6.43	5.82	5.89
CaO	6.60	10.62	10.21	7.78	8.46	9.54	5.34	9.11	7.19
Na ₂ O	5.28	3.37	3.56	3.82	3.52	2.66	4.00	3.20	3.86
K ₂ O	0.59	0.45	0.17	0.37	0.70	1.27	1.52	0.77	1.49
P ₂ O ₅	н.о.	н.о.	0.21	0.19	0.25	0.27	0.23	0.18	н.о.
П.п.п.	2,00	2,02	3,55	0,90	0,64	0,64	1,39	1,22	1,95
Сумма	99,60	99,89	98,52	99,53	99,96	99,62	99,21	99,43	99,49
Rb	11	9	4	8	14	23	35	22	28
Sr	290	290	270	350	190	360	476	450	280
Ba	590	320	190	160	440	900	2700	1500	810

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Окончание табл. 4.11

Компонент	1302/2	1303/1	1304/2	1304/8	1305/1	1320/3	1320/13	1320/14	1322/2
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Zr	47	38	42	51	46	53	45	47	51
Y	14	13	14	18	19	18	20	19	20
Nb	1.7	3.3	1.5	2.1	2.0	2.1	2.1	2.7	2.3
La	3.5	2.9	3.6	5.1	4.0	5.9	4.7	2.9	3.0
Ce	7.4	6.7	11	13	10	13	11	6.5	7.8
Nd	6.7	4.8	7.8	9.0	7.2	9.6	7.8	5.5	6.0
Sm	2.4	1.5	2.6	2.7	2.3	2.8	2.3	1.9	2.0
Eu	0.68	0.58	0.75	0.94	0.86	0.96	0.75	0.73	0.77
Tb	0.57	0.38	0.76	0.57	0.62	0.71	0.56	0.57	0.55
Yb	1.6	1.5	1.8	1.9	1.9	1.9	2.0	1.9	1.9
Lu	0.26	0.24	0.29	0.30	0.29	0.29	0.33	0.29	0.31
Компонент	1327	1333/8	1333/17	1320/4	1322/6	1316	1314	1318	1313
	19	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO ₂	51.56	51.46	50.62	46.73	49.47	50.62	52.01	52.94	63.99
TiO ₂	0.62	0.83	0.77	0.79	0.66	0.55	0.48	0.41	0.17
Al ₂ O ₃	16.34	18.26	16.64	15.19	12.54	14.96	13.73	15.07	19.15
Fe ₂ O ₃	3.59	3.51	3.92	3.36	2.88	2.52	2.17	2.43	1.20
FeO	6.16	5.08	6.67	5.37	7.18	6.71	4.70	4.51	1.66
MnO	0.17	0.15	0.23	0.16	0.20	0.22	0.12	0.14	0.08
MgO	5.97	5.36	5.55	13.17	12.14	10.39	11.91	9.28	1.66
CaO	8.11	7.20	9.55	9.58	10.20	6.23	7.54	6.31	5.90
Na ₂ O	5.15	3.44	3.03	2.05	2.14	2.95	3.51	4.40	2.68
K ₂ O	0.63	0.43	0.73	0.92	0.99	1.05	0.99	1.48	1.20
P ₂ O ₅	0.21	0.20	0.29	0.10	0.28	0.11	н.о.	н.о.	0.20
П.п.п.	0.80	3.80	1.47	1.58	0.82	3.05	2.34	2.4	1.56
Сумма	99.31	99.72	99.47	99.00	99.50	99.26	99.50	99.37	99.45
Rb	12	9	26	23	30	11	10	32	22
Sr	350	270	300	220	318	122	290	361	270
Ba	220	440	1100	130	400	340	1000	750	420
Zr	34	53	57	40	42	19	56	63	47
Y	17	23	23	13	14	11	13	15	3.3
Nb	1.9	2.9	2.4	<1.0	<1.0	<1.0	1.9	2.4	1.5
La	3.1	4.1	5.1	4.3	6.4	1.7	8.2	10	2.4
Ce	6.9	11	14	11	14	5.7	18	19	5.8
Nd	6.0	7.2	9.5	7.3	11	4.2	12	12	4.2
Sm	2.0	2.2	2.9	2.1	3.4	1.4	3.3	3.2	1.2
Eu	0.80	0.77	1.1	0.75	0.83	0.46	0.80	0.90	0.35
Tb	0.46	0.56	0.75	0.50	0.62	0.41	0.53	0.45	0.11
Yb	1.9	2.1	2.2	1.3	1.4	1.3	1.4	1.7	0.36
Lu	0.32	0.33	0.34	0.21	0.23	0.20	0.22	0.28	0.057

Примечание. 1-9 - метаморфические породы I геохимической группы; 10-27 - метаморфические породы II геохимической группы: сланцы (10-21), метаморфизованные долериты, габбро-долериты (22-26), метаморфизованный тоналит (27).

к образованиям известково-щелочной серии островных дуг. Впервые полученные данные по содержанию редкоземельных элементов и распределению изотопов Rb, Sr, Sm и Nd в метаморфических породах о. Карагинского позволили дать надежное обоснование выделению этих двух геохимических групп исходных пород, намеченных ранее по распределению петрогенных и рассеянных элементов (Тарарин и др., 1993).

На графике нормированных по хондриту содержаний РЗЭ (рис. 4.7а) видно, что породы I геохимической группы (табл. 4.11) обладают повышенными содержаниями высокозарядных элементов (Ti, Zr, Y, Nb) при пониженных концентрациях крупноионных литофильных элементов (Sr, Ba, La, Ce). На графике нормированных по хондриту (McDonough, Sun, 1995) содержаний РЗЭ (рис. 4.7а) видно, что для этих пород характерен деплетированный спектр распределения легких лантаноидов $(La/Sm)_N=0.6-0.9$; $(La/Yb)_N=0.6-0.9$; аналогичный спектру распределения РЗЭ толеитов срединно-океанических хребтов. Как и толеиты срединно-океанических хребтов породы I группы обладают сходными Nb/La отношениями, а более высокие Ba/La отношения в них обусловлены, вероятно, обогащением пород барием при низкотемпературных процессах раннего океанического метаморфизма. Многокомпонентные дискриминантные диаграммы пород этой геохимической группы также сходны с диаграммами, типичными для MORB (рис. 4.7б).

Сравнение содержаний петрогенных, рассеянных и редкоземельных элементов метабазитов I геохимической группы с титанистыми базальтоидами гытгинского комплекса альб-туронского возраста северной части Олюторского хребта Корякского нагорья (Геология юга., 1987) свидетельствует об их полной аналогии.

Океаническая природа метабазитов I группы о. Карагинского подтверждается данными изучения распределения в них изотопов Sm и Nd. Отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ колеблется в этих породах в пределах 0.513140-0.513265 (табл. 4.12) и соответствует нормальным толеитам срединно-океанических хребтов, в которых $\epsilon_{\text{Nd}}=8-13$. Изотопный состав стронция в рассматриваемых породах несколько повышен (табл. 4.13), что обусловлено, вероятно, влиянием процессов раннего океанического метаморфизма с участием морской воды. Поэтому точки метабазитов I группы на диаграмме $\epsilon_{\text{Nd}}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не обнаруживают обычной отрицательной корреляции между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, а располагаются вдоль горизонтального тренда, начинающегося в области состава базальтов срединно-океанических хребтов. Эти геохимические данные позволяют предполагать, что метаморфические породы I геохимической группы представляют собой фрагменты (блоки) древней океанической коры, сохранившиеся в аккреционной призме о. Карагинского. Сходный генезис, повидимому, имеют и титанистые базальтоиды гытгинского комплекса Олюторского хребта Корякского нагорья.

Метабазиты II геохимической группы характеризуются пониженными концентрациями высокозарядных элементов и высокими содержаниями крупноионных литофильных элементов (см. табл. 4.11). Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ этих пород свидетельствуют о меньшей степени деплетирования легкими лантаноидами, чем породы I группы. Для рассматриваемых метабазитов свойственны плоские тренды распределения РЗЭ (рис. 4.8а), близкие к таковым для толеитов островных дуг. Как и в толеитах островных дуг в метабазитах о. Карагинского прослеживается небольшая отрицательная Eu-аномалия. Многокомпонентные дискриминантные графики пород II геохимической группы (рис. 4.8б) аналогичны толеитам островных дуг. Отношения

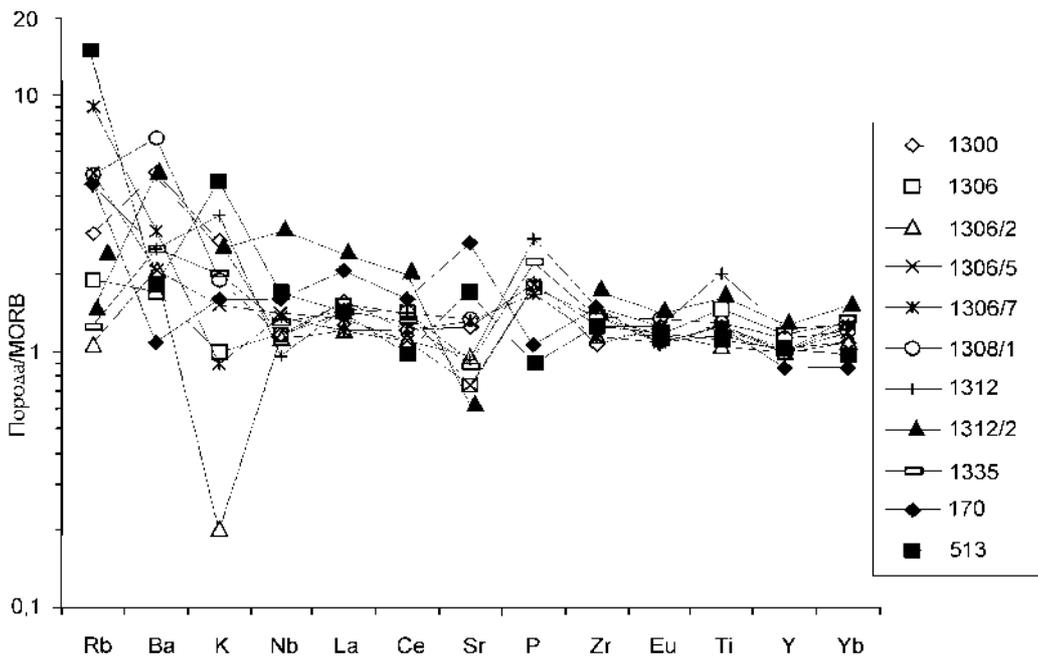
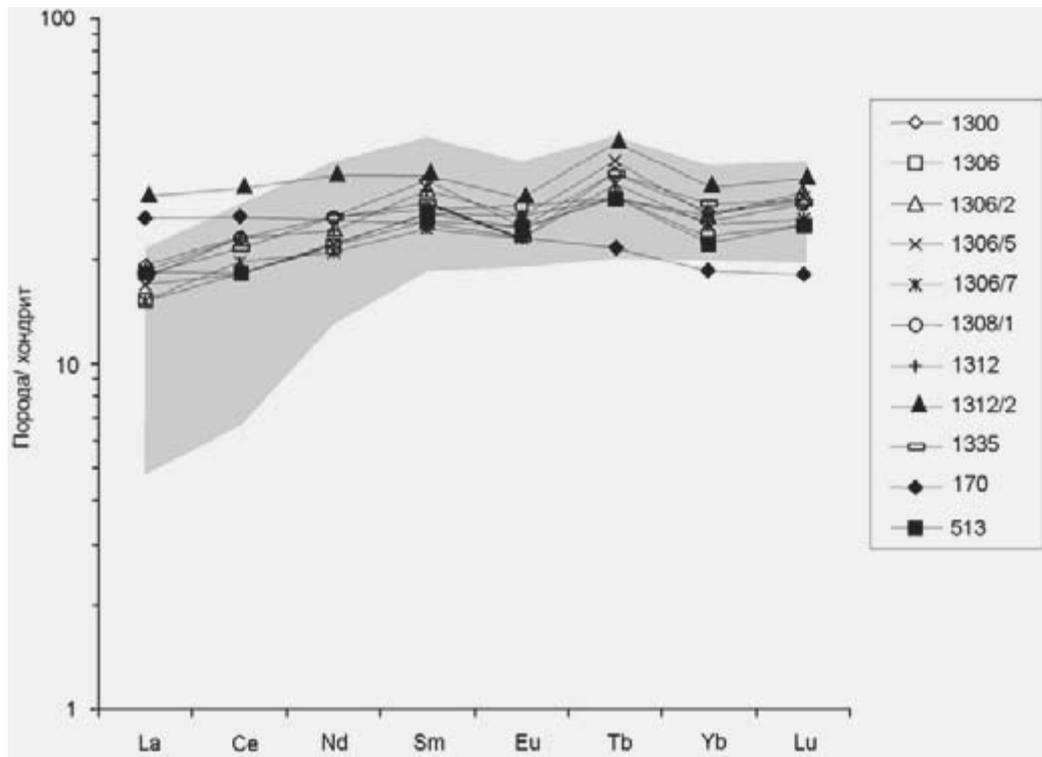


Рис. 4.7. Нормированные по хондриту (McDonough, Sun, 1995) графики содержаний РЗЭ (а) и многокомпонентные дискриминантные диаграммы, нормированные по MORB (б) для метаморфических пород I геохимической группы о.Карагинского. Использованы данные табл. 4.11. Обр. 170 и 513 нанесены по данным (Геология юга..., 1987). На графике нормированных по хондриту содержаний РЗЭ крапом показана область составов нормальных толеитов срединно-океанических хребтов (Rare Earth..., 1984)

Т а б л и ц а 4.12. Результаты Sm-Nd анализа метаморфических пород I геохимической группы о. Карагинского

Образец	Sm (г/т)	Nd (г/т)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(100)$
1306/2	3.51	9.66	0.21962	0.513265±7	+12.2	+11.9
1306/7	2.03	6.58	0.8633	0.513138±8	+9.8	+9.9
1308/1	4.11	11.8	0.21173	0.513155±9	+10.1	+9.9
1312/2	5.26	15.8	0.20090	0.513140±7	+9.8	+9.7
1335	3.82	10.9	0.21273	0.513211±8	+11.2	+11.0

П р и м е ч а н и е. Точность определения концентраций элементов около 1%, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - около 0.2%. Изотопный анализ проводился Д.З.Журавлевым в ИГЕМ РАН на масс-спектрометре MAT-262 в статическом режиме. Измерение стандарта La Jolla $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.511841 \pm 0.000014$ ($n=17$; 2σ). ϵ_{Nd} рассчитаны для настоящего времени - $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ и для 100 млн. лет - $\epsilon_{\text{Nd}}(100)$. Для расчета использованы параметры CHUR: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1967$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512638$. $\epsilon_{\text{Nd}}=10^4[(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}):0.512638-1]$.

Nb/La и Ba/La в них также типично островодужные. Особенно показательно Ba/La отношение, варьирующее в пределах 30-550, тогда как в метабазитах I геохимической группы оно не превышает 4-19 (Тарарин, Бадрединов, 1997). Сравнение показывает, что концентрации петрогенных, рассеянных и редкоземельных элементов в метабазитах II группы сходна с низкотитанистыми базальтоидами гытгинского комплекса Олюторского хребта (Геология юга..., 1987).

Островодужная природа метаморфических пород II группы подтверждается данными определений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений (табл. 4.14). Повышенная величина отношения изотопов стронция в этих породах обусловлена, вероятно, обогащением исходного субстрата субдукционной фазой, так как повышенные метки стронция характеризуются положительной корреляцией с повышенным содержанием крупноионных литофильных элементов. Аналогичный эффект обогащения исходных пород радиогенным стронцием можно объяснить смешением первичного источника толеитов срединно-океанических хребтов с внутриплитными расплавами. Однако, низкие концентрации ниобия в породах II группы исключают возможность участия внутриплитного источника с повышенным содержанием высокозарядных элементов.

Т а б л и ц а 4.13. Результаты Rb-Sr-анализа метаморфических пород I геохимической группы о-ва Карагинского

Образец	Rb (г/т)	Sr (г/т)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Sr}}(0)$	$\epsilon_{\text{Sr}}(100)$
1306/2	1.07	120	0.0258±6	0.703479±22	-14.5	-13.4
1306/7	9.06	178	0.1470±9	0.703542±18	-13.6	-14.9
1308/1	4.87	154	0.0860±8	0.704615±17	+1.6	+1.6
1312/2	1.44	83	0.0502±10	0.703649±18	-12.1	-11.4
1335	1.24	112	0.0318±10	0.703368±17	-16.1	-15.0

П р и м е ч а н и е. Точность определения концентраций элементов: Sr - 1%, Rb - до 2%. Изотопный анализ проводился Д.З.Журавлевым в ИГЕМ РАН на масс-спектрометре MAT-262 в статическом режиме (за исключением рубидия, который анализировался на масс-спектрометре МИ-1320). Измерения стандарта Eimer and Amend $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.708051 \pm 0.000017$ ($n=7$; 2σ). ϵ_{Sr} рассчитаны для настоящего времени $\epsilon_{\text{Sr}}(0)$ и для 100 млн. лет - $\epsilon_{\text{Sr}}(100)$. Для расчета использованы параметры: $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}=0.0825$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7045$; $\epsilon_{\text{Sr}}=10^4[(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}):0.7045-1]$.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

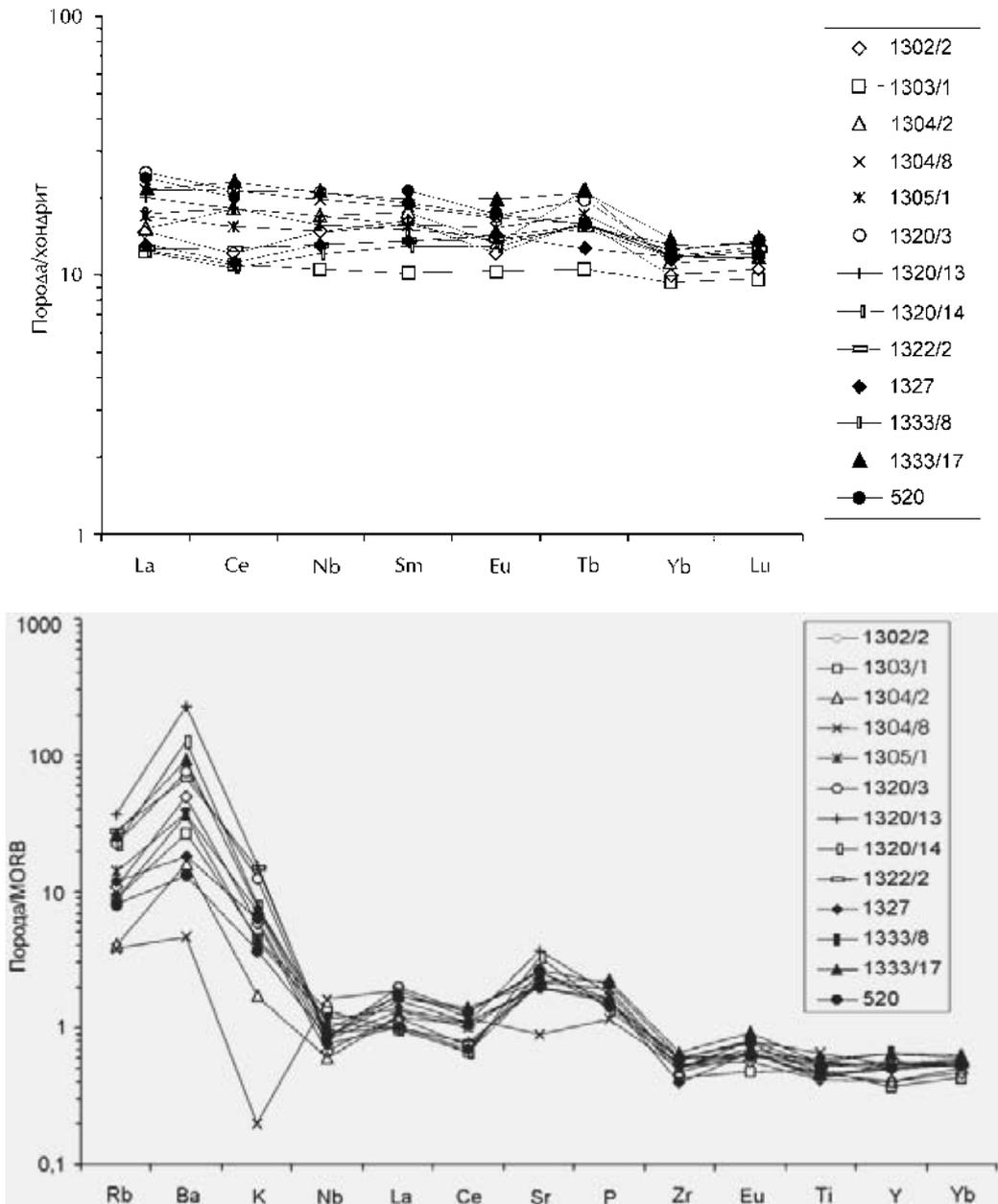


Рис. 4.8. Нормированные по хондриту (McDonough, Sun, 1995) графики содержаний РЗЭ (а) и многокомпонентные дискриминантные диаграммы, нормированные по MORB (б), для метаморфических пород II геохимической группы о.Карагинского. Используются данные табл. 4.11

Геологические и геохимические данные позволяют предполагать, что метаморфические породы островодужной природы о. Карагинского, как и вулканы гытгинского комплекса Олюторского хребта, формировались в пределах позднемеловой Вывенско-Ватынской островодужной системы Камчатки (Чехович и др., 1989). Метабазиты I геохимической группы, сходные с нормальными толеитами срединно-океанических хребтов, представляют собой, вероятно, реликты древней океанической коры, фрагменты которой бы-

Т а б л и ц а 4.14. Результаты Rb-Sr анализа метаморфических пород II геохимической группы о. Карагинского

Образец	Порода	Rb (г/т)	Sr (г/т)	$^{87}\text{Rb} \pm 2\sigma$	$^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$\varepsilon_{\text{Sr}}(0)$
1316	Метадолерит	11	122	3.143±7	11.80±1	0.2632±8	0.70482±20	+4.5
1322/6	Метагаббродолерит	30	318	8.239±7	30.77±2	0.2645±4	0.70420±28	-4.3
1313	Метаморфизованный тоналит	22	270	6.265±7	26.15±2	0.2367±45	0.70391±27	-8.4
1314	Метадолерит	10	290	2.729±8	28.07±2	0.0960±35	0.70408±20	-6.0
1322/2	Ер-Bi-Nb-Pl сланец	25	261	6.871±8	25.26±1	0.2687±4	0.70399±19	-7.2
1318	Метадолерит	32	361	8.812±16	34.95±1	0.2491±5	0.70422±8	-4.0
1320/13	Ер-Bi-Nb-Pl сланец	35	476	9.764±18	46.10±1	0.2092±4	0.70507±7	+8.1

Примечание. Концентрации стронция и рубидия определялись методом изотопного разбавления с точностью 1 %. Изотопный анализ проводился С.И.Дрилем в Институте геохимии СО РАН на масс-спектрометре МИ-1201-Т. В качестве стандартов использовался карбонат кальция NBS987 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.71037 \pm 0.00002$) и базальты СТ-2 ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}=0.70550 \pm 0.00002$) и JB-2 ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}=0.70388 \pm 0.00005$). Для расчета использованы параметры: $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}=0.0825$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7045$. $\varepsilon_{\text{Sr}}(0)$ рассчитанно для настоящего времени по формуле $\varepsilon_{\text{Sr}} = 10^4[(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})/0.7045 - 1]$.

ли «захоронены» в пределах активной вулканической дуги этой островодужной системы. Эти реликты океанической коры в аккреционной призме о. Карагинского могут представлять, повидимому, остатки океанической плиты Кулу, составляющей в настоящее время фундамент Алеутской котловины Берингова моря, сформированной в доальбское время – около 70 млн. лет назад (Геология юга..., 1987). В окраинном бассейне Вывенско-Ватынской островодужной системы при задуговом спрединге в позднем мелу происходит образование новой океанической коры, которая при закрытии окраинного бассейна в конце мелового периода обдуктирует на островодужные образования, формируя офиолитовые комплексы, наиболее полно сохранившиеся в аккреционной призме о. Карагинского. Перемещение и обдукция пластин молодой океанической коры обуславливает динамотермальный метаморфизм островодужных отложений Вывенско-Ватынской системы в подошве офиолитовых тел. Время этого метаморфизма K-Ar-методом датируется возрастом 70 ± 2 млн. лет (Тарарин, Бадрединов, 1997). Термально-дислокационный метаморфизм в значительной мере уничтожил продукты более раннего океанического метаморфизма.

Окончательное формирование современной аккреционной структуры о. Карагинского приурочено к границе раннего-среднего миоцена (Геология западной..., 1990; Kravchenko-Berezhnaya, Nazimova, 1991), когда с офиолитовым комплексом были тектонически совмещены отложения Карагинско-Говенской островной дуги, обусловив зеленокаменный дафторез метаморфических образований. Эти коллизионные явления связаны с компенсацией процессов спрединга в осевой зоне Командорской котловины Берингова моря (Богданов, 1988).

Продолжение Карагинской зоны на юге прослеживается через п-ов Озерной и Хавывенскую возвышенность на Камчатский Мыс. На юго-восточном побережье п-ова Озерного в нижних течениях руч. Хавыв и 5-й Речки в подошве гипербазитовых пластин в виде тектонических блоков наблюдаются более высокотемпературные метаморфические образования. Возраст прото-

лита метаморфических пород не известен. Единственное $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование возраста роговой обманки из амфиболитов руч. Хавыв соответствует 137 ± 4 млн. лет (Зинкевич и др. 1993) и отвечает, по мнению В.П.Зинкевича и др. (1993), метаморфизму древней океанической коры экзотических блоков Восточной Камчатки.

На руч. Хавыв метаморфические породы располагаются в основании аллохтонной пластины серпентинитов среди кремнисто-вулканогенных образований позднего мела, обнажаясь в виде небольшого (около 0.1 км^2) блока, ограниченного субвертикальными тектоническими нарушениями. Разрез метаморфических пород представлен чередованием слоев (мощностью 2-5 м) меланократовых амфиболитов, гранатовых амфиболитов и гранат-амфиболовых кварцитов, среди которых преобладают меланократовые амфиболиты. Незначительно распространены клинопироксен-амфиболовые основные сланцы. Общая видимая мощность метаморфических пород около 80 м. Участками рассматриваемые породы претерпели интенсивный катаклаз и диафторез зеленосланцевой фации, обусловившие преобразование амфиболитов в эпидотовые амфиболиты и хлорит-амфиболовые сланцы.

Меланократовые амфиболиты – зеленовато-черные массивные, реже полосчатые породы, в составе которых преобладает паргасит-феррогастингситовая роговая обманка (до 70-90% объема), а количество плагиоклаза не превышает 20-25%.

Гранатовые амфиболиты – зеленовато-серые полосчатые породы, состоящие из буровато-зеленого гастингситового амфибола (50-60%), плагиоклаза (до 30%), кварца (2-20%), граната (5-25%), клинопироксена (0-5%), рутила и сфена (до 1-3%) и апатита (до 1%). Состав минералов метаморфических пород п-ова Озерного представлен в табл. 4.15. Из нее видно, что роговая обманка характеризуется высокой глиноземистостью, возрастающей обычно к краям кристаллов. В этом же направлении увеличивается и ее железистость. В краевых зонах диафторированных разностей пород роговая обманка замещается железистым актинолитом и голубоватым субщелочным амфиболом.

Гранат гранатовых амфиболитов образует идиоморфные кристаллы размером от долей до 3-5 мм. Обычно его кристаллы разбиты мелкими трещинками на ряд фрагментов, залеченных эпидотом. Из табл. 4.15 видно, что гранаты характеризуются повышенной концентрацией гроссуляра (24-28%) и обладают прогрессивной зональностью.

Количество плагиоклаза в амфиболитах сильно варьирует. В неизменных разностях основность плагиоклаза отвечает олигоклаз-андезину, а при диафторезе плагиоклаз замещается альбитом, фенгитом, реже пренитом и скаполитом.

Кварциты – мелко- или среднезернистые породы, состоящие из кварца (80-95%), буровато-зеленой роговой обманки (2-10%), граната (2-10%), клинопироксена (0-3%) и апатита, магнетита и рутила.

В нижней части разреза метаморфических пород руч. Хавыв меланократовые амфиболиты слабо мигматизированы и содержат маломощные (2-3 см) жилки и обособления плагиогранитного состава (обр. 4062-10, табл. 4.15).

Химический состав метаморфических пород п-ова Озерного приведен в табл. 4.16. Из нее видно, что гранатовые амфиболиты – породы повышенной железистости и сравнительно невысокой кальциевости. В отличие от них, меланократовые амфиболиты являются более магниезиальными и глиноземистыми образованиями, по составу близкими к составу слагающих их амфиболов. Реконструкция исходного состава амфиболитов п-ова Озерного позволя-

Т а б л и ц а 4.15. Микронзондовый состав минералов метаморфических пород п-ова Озерного

Компо- нент	4062-12							2350-6						
	<i>Gr_c</i>	<i>Gr_r</i>	<i>Hb_c</i>	<i>Hb_r</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Ilm</i>	<i>Sph</i>	<i>Gr_c</i>	<i>Gr_r</i>	<i>Hb_c</i>	<i>Hb_r</i>	<i>Pl</i>	<i>Mu</i>	
SiO ₂	37.27	37.61	41.98	39.22	60.94	0.00	29.35	37.47	37.97	41.83	41.14	62.07	54.16	
TiO ₂	0.14	0.06	1.02	0.45	0.00	51.92	35.79	0.11	0.12	1.01	0.58	0.00	0.00	
Al ₂ O ₃	21.55	22.35	13.18	15.32	23.96	0.00	1.33	21.76	21.64	13.22	13.98	23.44	21.43	
FeO	26.87	26.76	16.98	19.75	0.12	47.35	0.58	26.39	26.01	18.20	19.45	0.41	5.22	
MnO	1.72	0.92	0.05	0.05	0.00	0.25	0.00	2.61	1.30	0.04	0.09	0.00	0.00	
MgO	3.40	3.66	9.26	7.30	0.00	0.94	0.00	2.65	3.27	9.05	7.84	0.00	4.47	
CaO	8.77	9.89	10.91	11.19	5.22	0.25	28.95	9.66	10.17	11.01	11.09	1.41	0.05	
Na ₂ O	0.00	0.00	2.34	2.37	8.64	0.00	0.00	0.00	0.00	2.52	2.59	9.15	0.02	
K ₂ O	0.00	0.00	0.08	0.10	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.09	2.35	10.15	
Сумма	99.72	101.25	95.80	95.74	98.90	100.69	96.01	100.66	100.48	96.91	96.83	98.83	95.50	
X _{Mg}	0.175	0.191	0.492	0.396	-	-	-	0.140	0.176	0.469	0.417	-	0.605	
X _{An}	-	-	-	-	0.250	-	-	-	-	-	-	0.068	-	

Компо- нент	4062-6						4062-10						
	<i>Gr_c</i>	<i>Gr_r</i>	<i>Hb_c</i>	<i>Hb_r</i>	<i>Pl_c</i>	<i>Pl_r</i>	<i>Hb_c</i>	<i>Hb_r</i>	<i>Pl</i>	<i>Epc</i>	<i>Epr</i>	<i>Mu</i>	
SiO ₂	37.79	38.04	41.75	42.22	59.16	59.65	37.79	41.70	66.50	38.23	37.93	48.17	
TiO ₂	0.05	0.02	0.98	0.86	0.00	0.00	0.91	0.98	0.00	0.11	0.15	0.30	
Al ₂ O ₃	22.00	22.07	15.01	14.65	24.96	25.30	13.77	14.19	21.44	26.39	26.68	30.46	
FeO	23.92	24.56	14.88	14.37	0.00	0.07	15.79	15.50	0.05	9.54	9.72	3.21	
MnO	2.37	2.49	0.14	0.21	0.00	0.00	0.14	0.15	0.00	0.08	0.09	0.00	
MgO	4.83	4.32	10.29	10.24	0.00	0.00	10.24	10.22	0.00	0.06	0.03	2.18	
CaO	9.17	9.51	10.88	11.09	6.27	6.30	10.56	10.65	1.71	23.11	23.43	0.00	
Na ₂ O	0.00	0.00	2.09	2.22	7.00	7.26	2.57	2.35	10.83	0.00	0.00	0.97	
K ₂ O	0.00	0.00	0.46	0.31	0.05	0.04	0.82	0.76	0.06	0.00	0.00	10.87	
Сумма	100.13	101.02	96.49	96.16	97.43	98.82	97.14	96.51	100.58	97.59	98.04	96.15	
X _{Mg}	0.246	0.221	0.550	0.556	-	-	0.534	0.538	-	-	-	-	
X _{An}	-	-	-	-	0.330	0.323	-	-	0.008	-	-	-	

Примечание. Обр. 4062-12 и 2350-6 – гранатовые амфиболиты (Plm+Ar+Sph+Q+Gr+Hb+Pl), вторичные – Ep, Act, Mu; 4062-6 – гранат-амфиболовый тонкополосчатый кварцит (Ar+Ru+Sph+Ore+Gr+Hb+Pl+Q); 4062-10 – мигматитовая гранитоидная жилка в амфиболите.

ет предполагать первично вулканогенную их природу. По содержанию основных петрогенных компонентов амфиболиты п-ова Озерного сходны с метавулканидами верхней толщи Хавывенской возвышенности, рассмотренной ниже. Это позволяет предполагать принадлежность метаморфических пород п-ова Озерного и Хавывенской возвышенности к единому вулканогенному комплексу, испытавшему различный по температуре метаморфизм. Часть пород п-ова Озерного, обладающих повышенными концентрациями титана, железа, никеля, хрома и кобальта сформировалась, вероятно, при метаморфизме субвулканических (силловых) залежей типа меланократовых габбро или долеритов.

Минеральные парагенезисы амфиболитов и кварцитов п-ова Озерного сформировались при температуре 530-560°C, т.е. в условиях амфиболитовой фации, что определяет ассоциацию в них олигоклаз-андезинового плагиоклаза с гастингситовой роговой обманкой.

Крупный выход метаморфических пород наблюдается на Хавывенской возвышенности, расположенной в западной части п-ова Озерного Восточной

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Т а б л и ц а 4.16. Химический состав (окислы в мас.%, элементы в г/т) метаморфических пород п-ова Озерного

Компонент	4060-5	4062-3	4062-7	4065-2	4062-14	4065	4062-4	4062-9
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	43.00	42.52	49.34	51.06	38.31	41.96	39.70	48.43
TiO ₂	1.84	1.92	0.71	1.29	2.74	1.04	3.96	1.11
Al ₂ O ₃	12.88	13.71	14.24	13.80	13.58	17.68	8.09	17.70
Fe ₂ O ₃	5.05	5.08	4.16	7.35	7.77	6.18	10.29	4.69
FeO	8.37	9.16	8.92	6.67	10.52	5.56	11.35	5.02
MnO	0.26	0.10	0.20	0.30	0.25	0.18	0.32	0.19
MgO	17.68	8.27	8.23	7.06	11.07	9.33	9.95	6.11
CaO	8.20	15.29	10.99	9.39	11.21	14.03	13.83	12.16
Na ₂ O	1.22	1.27	2.00	1.45	1.88	1.91	1.44	3.50
K ₂ O	0.27	0.26	0.18	0.51	0.42	0.54	0.26	0.42
P ₂ O ₅	0.41	0.29	0.20	0.29	0.42	0.29	0.37	0.23
П.п.п.	0.29	1.83	0.62	0.48	1.46	0.95	0.25	0.76
Сумма	99.47	99.70	99.79	99.65	99.63	99.65	99.81	99.72
X _{Mg}	0.710	0.517	0.537	0.487	0.530	0.509	0.463	0.589
Rb	-	11	3	32	3	10	28	10
Sr	76	119	80	221	89	192	69	146
Ba	36	154	39	136	38	40	38	80
Zr	106	110	41	81	117	55	66	75
Y	41	34	32	30	38	40	38	29
Nb	5	10	Н.о.	11	4	3	Н.о.	-
Nd	1	2	Н.о.	4	4	Н.о.	Н.о.	1
Ni	92	98	120	69	79	147	93	118
Co	52	29	41	23	49	33	60	36
Cr	120	200	180	80	190	360	200	600
V	210	200	230	320	200	160	180	170
Cu	105	180	100	150	38	60	48	110
Zn	90	135	100	90	75	59	100	91
Sn	4	3	25	3	3	3	4	3
B	32	160	10	18	7	12	16	15

Камчатки. Возвышенность сложена низкотемпературными метаморфическими породами, объединенными в хавывенскую серию проблематичного возраста. К-Аг радиоизотопные определения свидетельствуют, что метаморфические преобразования пород серии датируются эоценом (табл. 4.17). Датирование ⁴⁰Аг/³⁹Аг-методом биотита и роговой обманки из пород Хавывенской возвышенности отвечает соответственно возрасту 37±0.4 и 55.2±5 млн. лет (Зинкевич и др., 1993).

Метаморфические породы хавывенской серии слагают большую часть Хавывенской возвышенности, занимая площадь около 150 км² (рис. 4.9). Западные склоны возвышенности сложены позднемиоценовыми грубообломочными вулканитами хапицкой свиты, граничащими с метаморфическими образованиями по субмеридиональному тектоническому нарушению. С юга и востока метаморфические породы несогласно перекрыты терригенно-вулканогенными отложениями миоценового возраста (Бадрединов и др., 1989; Тарарин, Бадрединов, 1989).

В составе хавывенской серии выделены две самостоятельные толщи: нижняя – лейкократовых амфибол-слюдистых (\pm гранат), эпидот-слюдистых

Т а б л и ц а 4.17. К-Аг возраст метаморфических пород Хавывенской возвышенности Восточной Камчатки

Образец	Порода	K $\pm\sigma$, %	⁴⁰ Аг _{rad.} $\pm\sigma$, нг/г	Возраст, млн лет $\pm\sigma$
1185/2	Эпидот-слюдистый кристаллический сланец	3.23 \pm 0.01	8.19 \pm 0.53	36.2 \pm 2.3
1186/1	-“-	3.53 \pm 0.02	9.73 \pm 0.10	39.3 \pm 0.5
1186/2	-“-	3.53 \pm 0.01	9.09 \pm 0.27	36.8 \pm 1.1
1186/4	-“-	4.50 \pm 0.02	10.20 \pm 0.19	32.4 \pm 0.6

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории изотопной геохронологии и геохимии Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института ДВО РАН (аналитики Н.М.Александрова, А.Д.Люскин, К.К.Новик). При расчетах использовались константы: $\lambda_k=0.581\cdot 10^{-10}$ год⁻¹; $\lambda_p=4.962\cdot 10^{-10}$ год⁻¹; изотопное отношение атмосферного аргона ⁴⁰Аг/³⁶Аг=295.5.

(\pm гранат) тонкополосчатых кристаллических сланцев и слюдистых (\pm гранат) кварцитов видимой мощностью около 500 м и верхняя – эпидот-амфиболовых зеленых сланцев и эпидот-амфибол-слюдистых кварцитов общей мощностью около 750 м. Нижняя толща обнажается в ядре куполовидной структуры северо-западного направления в восточной и юго-восточной частях Хавывенской возвышенности (рис. 4.9). Граница между толщами наблюдается в русле р. Правой Кварцевой и проводится по смене горизонтов слюдистых и гранат-слюдистых кварцитовых сланцев нижней толщи на меланократовые эпидот-амфиболовые основные сланцы верхней толщи.

Наиболее полный разрез отложений нижней толщи вскрывается по второму левому притоку р. Правой Кварцевой (т.н. 1184-1187, рис. 4.9). Здесь в основании видимой части разреза обнажаются гранат-эпидот-амфибол-слюдистые, эпидот-амфибол-слюдистые и эпидот-слюдистые лейкократовые кристаллические сланцы с прослоями хлорит-эпидот-амфиболовых и гранат-амфибол-слюдистых зеленых сланцев. Выше наблюдается переслаивание биотит-амфиболовых и эпидот-амфибол-слюдистых (нередко с гранатом) тонкополосчатых кристаллических сланцев. В верхах толщи преобладают лейкократовые тонкополосчатые амфибол-слюдистые, гранат-амфибол-слюдистые и эпидот-слюдистые кристаллосланцы, переслаивающиеся с горизонтами слюдистых (\pm гранат, \pm амфибол, \pm эпидот) кварцитов.

Кристаллические сланцы – порфиробластические породы, состоящие из порфиробласт граната, амфибола и биотита размером до 1-2 мм и более крупных (до 2-3 мм) таблитчатых кристаллов альбита и реже калиевого полевого шпата в тонко-или мелкозернистой основной массе из сочетающихся в различных количественных соотношениях альбита, кварца, калиевого полевого шпата, биотита, фенгита, эпидота и амфибола. Бластопорфировая структура кристаллических сланцев отражает порфировую структуру исходных вулканогенных образований.

Кварциты, приуроченные к верхам нижней толщи, – полосчатые породы, состоящие из кварца (40-60 объемн. %), альбита (до 20-25%) и темноцветных минералов, среди которых преобладают эпидот, фенгит, хлорит и биотит, а амфибол и гранат содержатся в резко подчиненных количествах.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

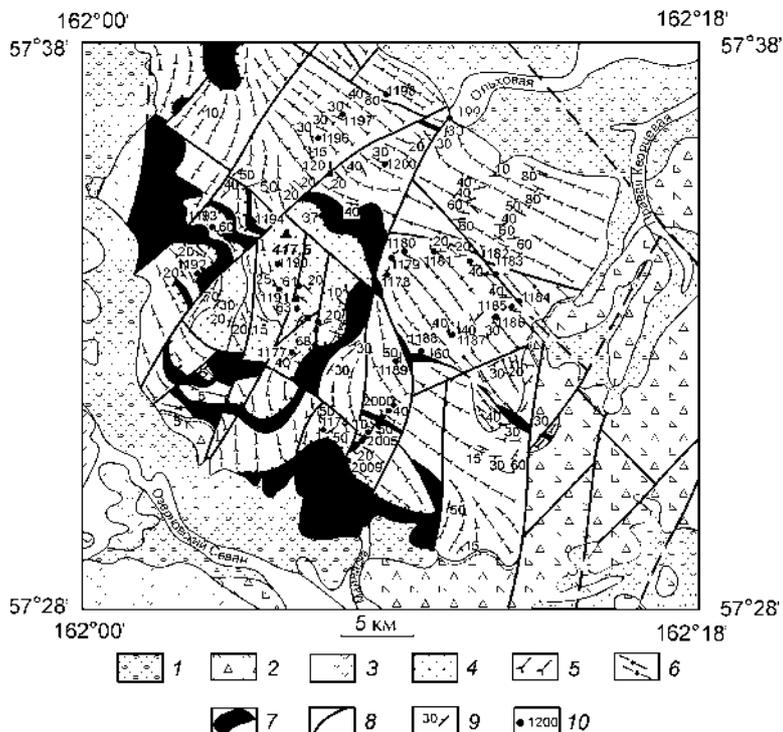


Рис. 4.9. Схематическая геологическая карта Хавывенской возвышенности (составлена А.Ф.Литвиновым и А.В.Белым с участием авторов)

1 – современные аллювиальные, озерно-болотные, ледниковые и делювиальные отложения; 2 – кайнозойские терригенно-вулканогенные отложения; 3 – верхнемеловые вулканогенные образования хапицкой свиты; 4-6 – хавывенская серия (доверхний мел?): 4, 5 – верхняя толща: пачка кварцитов (4) и нижняя пачка зеленых сланцев (5); 6 – нижняя толща – преимущественно лейкократовые кристаллические сланцы с прослоями кварцитов и зеленых сланцев; 7 – серпентиниты и серпентинизированные гарцбургиты; 8 – тектонические нарушения; 9 – элементы залегания сланцеватости, слоистости, полосчатости; 10 – точки наблюдений

Состав минералов из основных разновидностей кристаллических сланцев нижней толщи приведен в табл. 4.18. Из таблицы видно, что гранаты, как и другие темноцветные минералы изученных пород, характеризуются чрезвычайно высокой железистостью и прогрессивной зональностью кристаллов, свидетельствующей, что их формирование происходило на фоне повышения температуры при прогрессивном метаморфизме. Прогрессивный тип зональности кристаллов граната не подтверждает более ранние предположения (Герман, Мельникова, 1975) о диафторической природе пород Хавывенской возвышенности, образовавшихся за счет низкотемпературного преобразования исходных гнейсов.

Амфибол кристаллосланцев характеризуется синевато-зелеными, голубовато-зелеными окрасками и отвечает составу кальциевых амфиболов – актинолиту, ферроактинолиту, магнезиальной и железистой роговой обманке. В краевых зонах кристаллов наблюдается усиление голубоватой окраски за счет формирования оторочек из кальциево-натриевого амфибола типа винчита и барруазита. В гранатосодержащих кварцитах диагностируется винчит как в центре, так и краевых зонах кристаллов (табл. 4.18, обр. 1182).

Химический состав метаморфических пород нижней толщи приведен в табл. 4.19. Реконструкция первичной природы отложений толщи позволила

выделить среди них как аповулканогенные, так и апотерригенные образования. Последние имеют ограниченное распространение в верхах толщи и представлены слюдистыми и гранат-слюдистыми кварцитами. Большая часть кристаллосланцев нижней толщи, обладающих порфиробластическими струк-

Т а б л и ц а 4.18. Представительные микрозондовые анализы минералов кристаллических сланцев нижней толщи хавывенской серии

Ком- по- нент	1186-8							1186-9						
	<i>Gr_c</i>	<i>Gr_r</i>	<i>Hb_c</i>	<i>Hb_r</i>	<i>Ep</i>	<i>Mu</i>	<i>Ab</i>	<i>Gr_c</i>	<i>Gr_r</i>	<i>Hb_c</i>	<i>Hb_r</i>	<i>Ep</i>	<i>Mu</i>	<i>Or</i>
SiO ₂	37.49	37.53	51.91	53.04	37.97	50.21	67.85	38.54	38.50	51.28	51.02	37.88	50.17	65.42
TiO ₂	0.11	0.10	0.05	0.02	0.06	0.16	0.00	0.07	0.11	0.15	0.13	0.04	0.19	0.00
Al ₂ O ₃	21.41	21.62	4.52	3.83	26.25	26.51	19.64	22.10	22.02	7.13	6.88	26.41	27.88	18.72
FeO	12.18	20.84	16.79	15.63	9.12	3.69	0.02	16.05	21.27	16.50	17.08	8.54	4.35	0.20
MnO	15.24	6.92	0.32	0.23	0.38	0.00	0.00	11.45	6.68	0.18	0.22	0.66	0.06	0.04
MgO	0.21	0.49	11.71	12.35	0.01	2.81	0.00	0.46	0.63	11.17	11.02	0.01	2.91	0.00
CaO	13.00	12.61	10.05	10.25	22.43	0.04	0.18	12.66	12.42	8.97	9.50	22.66	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	1.37	1.40	0.00	0.91	11.73	0.00	0.00	2.91	2.42	0.00	0.06	0.26
K ₂ O	0.00	0.00	0.07	0.05	0.00	8.47	0.09	0.00	0.00	0.16	0.10	0.00	8.70	14.77
Сумма	99.64	100.12	96.80	96.80	96.22	92.79	99.50	101.33	101.62	98.45	98.36	96.18	94.31	99.43
X _{Mg}	0.013	0.031	0.550	0.581	-	0.575	-	0.029	0.038	0.544	0.532	-	0.541	-
X _{An}	-	-	-	-	-	-	0.082	-	-	-	-	-	-	-
Ком- по- нент	1186-9	Hv-9-3						Hv-9-1						
	<i>Ab</i>	<i>Gr_c</i>	<i>Gr_r</i>	<i>Hb_c</i>	<i>Hb_r</i>	<i>Ep</i>	<i>Mu</i>	<i>Ab</i>	<i>Gr_c</i>	<i>Gr_r</i>	<i>Hb_c</i>	<i>Hb_r</i>	<i>Ep</i>	<i>Mu</i>
SiO ₂	69.07	37.56	37.53	47.74	47.50	38.26	52.09	69.22	37.43	37.64	49.18	48.99	38.62	50.44
TiO ₂	0.00	0.08	0.00	0.08	0.12	0.05	0.06	0.00	0.07	0.03	0.03	0.01	0.00	0.11
Al ₂ O ₃	19.98	21.54	21.40	7.44	7.90	27.22	27.48	19.20	21.86	21.32	8.02	6.55	27.89	27.02
FeO	0.05	16.52	24.38	19.10	19.00	8.41	4.05	0.02	18.48	22.06	19.45	19.49	7.90	3.69
MnO	0.00	11.56	3.91	0.09	0.06	0.39	0.00	0.00	10.40	5.78	0.05	0.05	0.04	0.00
MgO	0.00	0.38	0.65	9.03	9.80	0.00	3.06	0.00	0.50	0.61	9.03	9.62	0.00	3.14
CaO	0.04	12.60	11.89	10.17	10.40	22.82	0.00	0.00	12.63	12.79	9.77	10.26	23.51	0.00
Na ₂ O	12.12	0.00	0.00	1.97	1.80	0.00	0.00	10.69	0.00	0.00	2.76	0.00	0.00	0.22
K ₂ O	0.07	0.00	0.00	0.34	0.39	0.00	9.04	0.09	0.00	0.00	0.33	0.00	0.00	11.71
Сумма	100.33	100.24	99.76	95.96	96.97	97.15	95.78	99.25	101.37	101.23	98.62	96.96	97.92	96.33
X _{Mg}	-	0.039	0.045	0.457	0.479	-	0.574	-	0.046	0.047	0.453	0.468	-	0.602
X _{An}	0.017	-	-	-	-	-	-	0.000	-	-	-	-	-	-
Ком- по- нент	Hv-9-1	Hv-48					1182							Hv-13
	<i>Ab</i>	<i>Bi</i>	<i>Mu</i>	<i>Ep</i>	<i>Ab</i>	<i>Or</i>	<i>Gr_c</i>	<i>Gr_r</i>	<i>Hb</i>	<i>Ep</i>	<i>Bi</i>	<i>Mu</i>	<i>Ab</i>	<i>Gr_c</i>
SiO ₂	68.90	37.59	53.79	37.90	69.18	64.92	37.32	37.62	48.58	37.13	37.98	47.87	68.59	36.95
TiO ₂	0.00	1.24	0.28	0.34	0.00	0.00	0.11	0.11	0.11	0.03	1.35	0.17	0.00	0.28
Al ₂ O ₃	19.73	14.24	22.60	21.24	19.66	18.46	21.43	21.14	6.91	21.97	14.33	25.61	19.13	22.31
FeO	0.10	22.62	6.70	14.69	0.22	0.35	11.73	12.14	20.74	13.43	20.45	6.99	0.12	17.12
MnO	0.00	0.51	0.03	0.14	0.00	0.00	16.38	15.15	0.62	0.37	0.44	0.00	0.00	12.68
MgO	0.00	8.23	3.02	0.00	0.00	0.00	0.08	0.07	9.72	0.00	9.95	2.66	0.00	0.05
CaO	0.00	0.00	0.00	22.47	0.04	0.03	13.07	13.76	7.86	22.47	0.17	0.02	0.00	12.38

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Na ₂ O	10.98	0.01	0.00	0.00	10.95	0.29	0.00	0.00	3.69	0.00	0.05	0.07	11.31	0.00
K ₂ O	0.06	9.85	10.95	0.00	0.18	16.81	0.00	0.00	0.26	0.00	8.11	9.93	0.08	0.00
Сумма	99.77	94.29	97.37	96.78	100.19	100.41	100.12	99.99	98.49	95.40	92.83	93.32	99.23	101.77
X _{Mg}	-	0.393	0.445	-	-	-	0.012	0.010	0.455	-	0.464	0.404	-	0.005
X _{An}	0.000	-	-	-	0.022	-	-	-	-	-	-	-	0.000	-

Окончание табл. 4.18

Ком- по- нент	Hv-13						Hv-5-1					
	Gr _r	Hb _c	Hb _r	Ep	Mu	Ab	Hb _c	Hb _r	Ep	Mu	Chl	Ab
SiO ₂	37.07	47.28	43.77	37.88	50.89	67.35	50.71	51.71	38.22	48.56	26.13	69.58
TiO ₂	0.20	0.25	0.20	0.00	0.37	0.00	0.01	0.02	0.01	0.24	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	22.21	9.55	9.97	22.27	25.33	20.72	4.86	3.85	23.86	28.49	19.42	19.68
FeO	17.74	22.08	23.30	13.97	6.87	0.32	17.44	17.33	12.45	5.45	23.90	0.22
MnO	11.19	0.28	0.33	0.23	0.00	0.00	0.22	0.26	0.38	0.00	0.32	0.00
MgO	0.10	6.06	5.88	0.00	2.44	0.00	11.38	12.24	0.00	2.18	16.33	0.00
CaO	12.91	7.90	9.81	22.60	0.00	0.02	8.45	9.55	22.71	0.00	0.00	0.16
Na ₂ O	0.00	4.26	2.73	0.00	0.00	11.92	2.85	1.98	0.00	0.04	0.00	11.82
K ₂ O	0.00	0.78	1.06	0.00	11.05	0.09	0.20	0.17	0.00	9.00	0.00	0.03
Сумма	101.42	98.44	97.05	96.95	96.95	100.42	96.12	97.10	97.63	93.96	86.11	101.44
X _{Mg}	0.010	0.328	0.310	-	0.388	-	0.538	0.557	-	0.416	0.549	-
X _{An}	-	-	-	-	-	0.010	-	-	-	-	-	0.083

Примечание. Обр. 1186-9, 1186-8, Hv-9-1, Hv-9-3, Hv-13 – гранат-эпидот-амфибол-слюдистый кристаллосланец; Hv-48 – эпидот-слюдистый кристаллосланец; 1182 – гранат-амфибол-слюдистый кварцит; Hv-5-1 – эпидот-амфиболовый зеленый сланец – прослой в кристаллосланцах.

турами, принадлежит к аповулканогенным образованиям варьирующей кремнекислотности, отвечая составу трахибазальтов, трахиандезитов, трахидацитов и трахириодацитов, причем преобладают трахидацитовые и трахиандезитовые разности. Эти геохимические особенности сближают рассматриваемые породы с субщелочными вулканитами окраинно-континентальных вулканических поясов (Кузьмин, 1985). С определенной долей условности их можно сопоставить с вулканитами латитовой серии активных континентальных окраин (Кузьмин, 1985; Геохимия., 1984).

Таблица 4.19. Химический состав (окислы в мас.%, элементы в г/т) метаморфических пород нижней толщи хавывенской серии

Ком- по- нент	1186- 8	1186- 9	Hv-9- 3	Hv- 57-1	1187- 5	Hv-9- 1	Hv-9- 2	1185- 6	Hv- 73-1	Hv- 12-1	1186- 1	1186- 2	1185- 4	1186- 4
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	63.12	69.88	66.34	68.26	61.70	64.42	65.40	69.41	68.91	66.11	64.01	64.23	65.55	66.31
TiO ₂	0.46	0.31	0.38	0.35	0.54	0.36	0.34	0.49	0.24	0.61	0.60	0.63	0.53	0.52
Al ₂ O ₃	17.85	14.77	16.91	14.91	17.22	16.21	16.59	15.00	13.93	15.55	14.90	15.45	15.39	15.05
Fe ₂ O ₃	2.24	2.86	2.23	1.86	3.30	3.00	1.50	1.75	1.56	1.82	4.65	4.38	4.61	2.24
FeO	1.42	0.57	2.12	2.17	2.45	2.15	2.04	1.53	1.02	2.91	1.53	1.52	1.07	2.14
MnO	0.18	0.14	0.18	0.15	0.22	0.16	0.18	0.05	0.13	0.13	0.12	0.10	0.08	0.05
MgO	1.14	0.99	0.63	1.87	1.90	1.06	1.31	0.64	3.80	1.85	1.83	1.49	0.95	0.92
CaO	4.32	4.15	4.39	2.22	4.70	5.16	4.63	0.50	5.28	1.72	1.69	0.74	1.13	0.80
Na ₂ O	3.78	2.38	4.44	6.83	3.99	2.92	3.71	5.52	1.94	6.50	4.75	5.25	5.83	4.63

ГЛАВА IV

K ₂ O	2.72	2.61	1.31	0.47	1.94	2.78	2.68	3.85	0.99	0.83	4.18	4.44	3.64	5.07
P ₂ O ₅	0.18	Н.о.	0.16	0.11	0.16	0.39	0.20	0.18	0.10	0.24	0.15	0.15	Н.о.	0.20
H ₂ O ⁺	0.45	-	0.81	0.51	-	1.23	1.21	-	2.05	1.52	-	-	-	-
П.п.п.	1.59	1.40	-	-	1.67	-	-	0.23	-	-	1.20	1.43	1.24	2.08
Сумма	99.45	100.05	99.90	99.71	99.56	99.84	99.79	99.15	99.95	99.79	99.61	99.81	100.02	100.01

Окончание табл. 4.19

Ком- по- нент	1186- 8	1186- 9	Hv-9- 3	Hv- 57-1	1187- 5	Hv-9- 1	Hv-9- 2	1185- 6	Hv- 73-1	Hv- 12-1	1186- 1	1186- 2	1185- 4	1186- 4
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Rb	34	36	32	13	28	62	61	26	49	10	68	51	46	48
Sr	2444	2072	1689	139	357	350	1652	73	740	74	137	97	172	85
Ba	1509	332	724	88	1001	930	892	1539	1268	257	1469	1500	1295	1496
Zr	135	137	90	73	91	120	76	252	113	82	255	260	266	266
Y	23	13	39	26	23	18	32	23	24	53	26	80	27	22
Cr	5	5	-	15	10	-	-	4	-	-	4	4	4	3
Ni	8	5	20	35	15	11	15	5	8	14	8	7	6	8
Co	5	8	13	18	5	6	6	5	3	16	8	3	6	6
V	80	80	100	150	89	99	130	62	80	84	81	62	64	77
Cu	63	27	39	110	40	18	32	65	31	39	56	60	38	63
Ком- по- нент	1185- 1	1185- 2	1185	1183- 5	1182- 1	1182	1183- 1	1181- 3	Hv- 24-6	1187- 1	Hv- 13	1183	1181- 2	1180
	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	69.00	70.73	69.47	75.43	78.78	79.88	81.50	84.85	47.81	50.12	53.54	54.73	52.02	56.96
TiO ₂	0.50	0.63	0.51	0.43	0.32	0.32	0.35	0.34	0.64	0.99	1.12	1.24	0.84	0.88
Al ₂ O ₃	14.84	13.63	14.01	9.30	8.07	8.47	7.04	5.95	20.07	17.98	15.27	14.99	16.60	16.47
Fe ₂ O ₃	2.13	2.41	4.97	2.50	3.81	1.32	0.20	2.70	6.61	7.11	10.00	5.75	8.52	2.88
FeO	2.15	1.59	0.50	2.90	0.24	1.81	4.00	0.46	3.13	3.59	2.90	5.29	2.78	5.30
MnO	0.06	0.12	0.03	0.19	0.25	0.24	0.07	0.14	0.25	0.14	0.28	0.29	0.18	0.19
MgO	0.80	0.32	0.50	2.18	0.58	1.54	0.65	0.20	4.20	5.65	3.45	3.29	5.50	3.88
CaO	1.05	0.75	0.23	1.36	0.39	1.16	0.67	1.26	7.69	7.28	3.94	3.62	7.53	5.35
Na ₂ O	5.42	5.43	6.87	2.06	4.03	3.35	1.38	1.11	2.72	2.68	4.62	3.93	3.23	3.86
K ₂ O	3.08	3.54	1.07	1.29	0.39	0.41	1.95	0.97	3.65	0.95	2.97	3.43	0.95	1.69
P ₂ O ₅	0.24	0.15	Н.о.	0.06	Н.о.	0.12	Н.о.	Н.о.	0.44	0.18	0.28	0.51	Н.о.	0.32
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	2.53	-	1.38	-	-	-
П.п.п.	0.90	0.51	1.45	1.72	2.76	0.94	1.80	1.93	-	3.30	-	1.97	1.65	1.68
Сумма	100.17	99.81	99.61	99.42	99.62	99.52	99.61	99.91	99.74	99.87	99.75	99.04	99.80	99.46
Rb	31	40	-	1	2	Н.о.	27	19	68	-	46	52	31	21
Sr	107	124	47	207	117	88	90	231	790	442	91	103	589	667
Ba	1014	1322	446	1144	265	241	1113	707	1600	511	2000	1754	469	887
Zr	15	232	34	52	29	31	43	40	40	59	180	177	149	176
Y	19	22	21	11	10	9	13	19	15	17	42	35	87	28
Cr	8	4	4	30	30	23	14	19	12	12	-	3	22	84
Ni	12	5	5	18	18	24	8	65	26	25	20	18	27	40
Co	10	5	6	32	64	57	14	18	18	30	29	24	26	16
V	59	57	70	130	140	119	160	115	290	210	210	185	230	140
Cu	29	40	29	80	100	80	56	56	100	100	200	350	63	56

Примечание. 1-4 – гранат-эпидот-амфибол-слюдистый кристаллосланец; 5 – гранат-эпидот-слюдистый кристаллосланец; 6-7 – гранат-амфибол-эпидот-фенгитовый сланец; 8 – эпидот-амфибол-биотитовый кристаллосланец; 9 – гранат-эпидот-слюдистый кристаллосланец;

10 – эпидот-биотитовый кристаллосланец; 11-16 – эпидот-слюдистый кристаллосланец; 17 – слюдястый кристаллосланец; 18 – гранат-слюдистый кварцитовидный сланец; 19-22 – гранат-эпидот-амфибол-слюдистый кварцит; 23 – гранат-слюдистый основной сланец; 24 – хлорит-эпидот-амфиболовый зеленый сланец; 25-26 – гранат-эпидот-амфибол-слюдистый основной сланец; 27-28 – хлорит-эпидот-амфиболовый зеленый сланец. Химические анализы выполнены «мокрым» методом в ДВГИ ДВО РАН. Литофильные элементы определены рентгено-радиометрическим методом, а остальные элементы – количественным спектральным методом.

Верхняя толща хавывенской серии обнажается на большей части Хавывенской возвышенности и приурочена к крыльям куполовидной структуры, ядро которой сложено отложениями нижней толщи (рис. 4.9). По особенностям литологического состава верхнюю толщу можно разделить на две пачки: нижнюю – зеленых сланцев и верхнюю – кварцитов. Пачка зеленых сланцев имеет мощность около 450 м и сложена переслаивающимися полосчатыми эпидот-амфиболовыми (преобладают), мусковит-эпидот-амфиболовыми и хлорит-эпидот-амфиболовыми зелеными сланцами с подчиненным количеством прослоев полосчатых двуслюдяных (\pm гранат, \pm эпидот, \pm амфибол) кварцитов, доля которых постепенно возрастает к верхам пачки. Видимая мощность верхней пачки составляет около 150 м.

В составе зеленых сланцев преобладают альбит и сине-зеленый амфибол, к которым в различных количественных соотношениях присоединяются эпидот, хлорит, мусковит-фенгит и рудные минералы. Амфибол составляет 30-50% объема пород, эпидот – 10-40%, альбит – 20-40%. Содержание остальных минералов: хлорита, фенгита и рудного обычно не превышает 5-10%. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, магнетитом, титаномагнетитом, реже ильменитом. Основные сланцы обогащены сульфидами, среди которых преобладает пирит. Амфибол и альбит слагают как основную ткань пород, так и образуют порфиробласты размером до 1-3 мм, отражающие реликтовую порфировую структуру исходных вулканогенных образований.

Химический состав минералов зеленых сланцев приведен в табл. 4.20. Из нее видно, что многие особенности минералов, отмеченные при характеристике кристаллосланцев нижней толщи, типичны и для пород верхней толщи. Так, плагиоклазы зеленых сланцев и кварцитов являются слабозональными чистыми альбитами и содержат не более 1% анортита, а светлые слюды имеют высокое содержание фенгитовой составляющей. Сходный характер состава и аналогичная зональность характерна и для амфиболов, относящихся к актинолиту или барруазиту (табл. 4.20). Для краевых частей кристаллов амфибола также типична смена кальциевого амфибола ядра кальциево-натриевым в краевой зоне. Все амфиболы зеленых сланцев обогащены марганцем, особенно актинолиты и барруазиты магнетит-альбит-барруазит-эпидот-гранатовых пород, которые содержат 7.08 мас.% MnO (Тарарин, Бадрединов, 1989) и по концентрации петрогенных и рассеянных компонентов сходны с составом железо-марганцевых корок современных океанических бассейнов.

Кварциты верхней толщи характеризуются довольно однообразным минеральным составом. Количественные вариации породообразующих минералов позволяют выделить хлорит-эпидот-амфиболовые, хлорит-фенгит-амфиболовые, хлорит-фенгит-эпидотовые, гранат-амфибол-слюдистые и слюдысто-амфиболовые разности.

По всему разрезу верхней толщи отмечаются тела серпентинитов и серпентинизированных гарцбургитов и дунитов мощностью от первых метров до 60-100 м (рис. 4.9). Наиболее мощные тела серпентинитов приурочены к гра-

нице пачек зеленых сланцев и кварцитов. На контакте с вмещающими зелеными сланцами серпентиниты иногда тремолитизированы или замещаются агрегатом хлорита и магнетита, а боковые породы превращены в кальциевые метасоматиты (родингиты) мощностью от первых сантиметров до 1-2 м. С родингитами изредка тесно ассоциируют эгиринавит-кроссит-альбитовые метасоматиты (Тарарин и др. 1997). Ядра кристаллов амфиболов метасомати-

Т а б л и ц а 4.20. Представительные микрозондовые анализы зеленых сланцев верхней толщи хавывенской серии

Ком- по- нент	1187-6				1179						1196			
	Hb _c	Hb _r	Ep	Ab	Hb _c	Hb _r	Ep	Chl	Mu	Ab	Hb _c	Hb _r	Ep	Chl
SiO ₂	48.18	53.03	37.30	67.64	50.62	50.50	37.09	26.54	48.26	67.87	53.76	52.20	37.37	27.72
TiO ₂	0.14	0.07	0.00	0.00	0.09	0.07	0.00	0.02	0.32	0.00	0.00	0.05	0.00	0.02
Al ₂ O ₃	7.07	3.61	22.57	19.56	5.78	5.32	22.37	19.33	26.32	19.81	2.74	4.30	22.67	19.85
FeO	20.15	16.59	13.31	0.39	15.77	15.92	13.77	21.70	5.53	0.21	14.89	17.07	14.24	24.80
MnO	0.88	0.29	0.20	0.00	0.31	0.26	0.39	0.38	0.00	0.00	0.21	0.19	0.18	0.23
MgO	9.83	13.45	0.00	0.00	12.73	12.33	0.00	17.91	2.86	0.00	14.29	12.04	0.00	16.39
CaO	7.92	10.52	23.47	0.19	7.56	8.15	22.96	0.18	0.06	0.15	11.32	8.70	23.12	0.07
Na ₂ O	3.44	1.48	0.00	11.39	3.26	2.80	0.00	0.00	0.17	11.50	0.98	2.70	0.00	0.00
K ₂ O	0.17	0.04	0.00	0.06	0.09	0.04	0.00	0.00	10.18	0.17	0.16	0.15	0.00	0.00
Сумма	97.78	99.18	96.85	99.23	96.21	95.39	96.58	86.06	93.70	99.71	98.35	97.40	97.58	89.08
X _{Mg}	0.460	0.597	-	-	0.585	0.576	-	0.591	0.480	-	0.631	0.557	-	0.541
X _{An}	-	-	-	0.009	-	-	-	-	-	0.009	-	-	-	-
Ком- по- нент	1196	Hv-29-1				Hv-83-1				Hv-70				
	Ab	Hb	Ep	Mu	Chl	Ab	Hb	Mu	Chl	Ab	Hb	Ep	Mu	Chl
SiO ₂	68.13	50.78	38.41	48.40	26.85	68.58	50.10	47.90	26.42	67.25	50.02	37.40	50.21	26.99
TiO ₂	0.00	0.10	0.06	0.22	0.04	0.00	0.13	0.24	0.00	0.00	0.11	0.02	0.13	0.00
Al ₂ O ₃	19.29	6.81	26.02	27.94	20.36	20.05	6.49	26.52	19.37	19.62	6.13	21.94	26.04	19.21
FeO	0.26	16.61	9.80	2.94	22.06	0.00	18.74	4.55	24.97	1.34	16.72	14.02	4.62	23.77
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.37	0.00	0.45	0.00	0.37	0.20	0.00	0.40
MgO	0.00	11.05	0.00	2.60	17.42	0.00	10.38	2.37	15.93	0.00	11.79	0.00	3.31	17.79
CaO	0.00	7.33	22.47	0.00	0.00	0.00	6.91	0.00	0.00	0.03	7.97	22.57	0.00	0.00
Na ₂ O	11.59	3.95	0.00	0.23	0.00	11.83	3.56	0.51	0.00	10.85	3.41	0.00	0.30	0.00
K ₂ O	0.05	0.17	0.00	10.29	0.00	0.05	0.21	10.09	0.00	0.08	0.23	0.00	10.45	0.00
Сумма	99.32	96.80	96.76	92.62	86.73	100.51	96.89	92.18	87.14	99.17	96.75	96.15	95.06	88.16
X _{Mg}	-	0.543	-	0.612	0.585	-	0.497	0.482	0.532	-	0.557	-	0.561	0.571
X _{An}	0.000	-	-	-	-	0.000	-	-	-	0.002	-	-	-	-
Ком- по- нент	Hv-70	Hv-38				1175-2			1175					
	Ab	Hb	Ep	Bi	Chl	Ab	Hb	Chl	Ab	Bi	Mu	Chl	Ab	
SiO ₂	67.64	52.85	38.38	38.08	28.35	69.25	49.92	26.44	67.85	37.51	48.11	26.3	68.33	
TiO ₂	0.00	0.02	0.00	1.07	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	1.87	0.23	0.00	0.00	
Al ₂ O ₃	19.60	3.50	22.89	15.44	20.25	19.87	6.21	18.73	19.48	16.12	27.34	20.40	19.64	
FeO	0.21	17.06	11.91	20.24	25.23	0.12	18.28	25.23	0.34	21.46	4.07	26.86	0.13	
MnO	0.00	0.24	0.14	0.05	0.28	0.00	0.46	0.82	0.00	0.29	0.00	0.33	0.00	
MgO	0.00	11.69	0.00	9.81	13.77	0.00	10.78	15.03	0.00	9.75	2.46	15.50	0.00	
CaO	0.10	9.98	22.06	0.06	0.00	0.01	8.01	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.02	
Na ₂ O	11.70	1.65	0.00	0.04	0.00	10.68	3.40	0.00	11.86	0.00	0.22	0.00	11.64	

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

K ₂ O	0.03	0.19	0.00	8.22	0.00	0.14	0.21	0.00	0.07	9.23	10.40	0.00	0.08
Сумма	99.28	97.18	95.38	93.01	87.88	100.07	97.35	86.25	99.69	96.23	92.83	89.39	99.84
X _{Mg}	-	0.550	-	0.464	0.493	-	0.512	0.515	-	0.447	0.518	0.507	-
X _{An}	0.050	-	-	-	-	0.000	-	-	0.050	-	-	-	0.001

Примечание. Обр. 1187-6, 1179, 1196, Нv-29-1, Нv-83-1, Нv-70 – эпидот-амфиболовый (±хлорит) зеленый сланец; Нv-38 – хлорит-эпидот-слюдистый зеленый сланец; 1175-2 – меланократовый гранат-эпидот-амфиболовый зеленый сланец; 1175 – гранат-слюдистый кварцит.

тов представлены винчитом и реже актинолитом, а краевые зоны сложены кросситом, ферроглаукофаном и магнезиорибекитом. Смена кальциевых амфиболов кальциево-натриевыми и затем натриевыми обусловлена значительными изменениями соотношений натрия и кальция в метаморфизирующем флюиде в процессе переработки исходного субстрата. Рост потенциала натрия подтверждается и характером зональности щелочных пироксенов метасоматитов, ядра кристаллов которых отличаются меньшим содержанием жадеитовой и акмитовой молекул и повышенной концентрацией кальциевого минала по сравнению с краевыми зонами (Тарарин и др. 1997).

Петрохимический анализ позволяет среди отложений верхней толщи реконструировать аповулканогенные и первично осадочные образования (табл. 4.21). Осадочные породы представлены кварцитами, состав которых свидетельствует, что они образовались при метаморфизме кремней, содержащих незначительную примесь вулканогенного материала. Аповулканогенные породы по составу отвечают альбитизированным (спилитизированным) базальтам. Специфической особенностью состава этих пород являются низкие концентрации калия и литофильных элементов (Rb, Ba, Zr), отвечающие их содержанию в нормальных толеитовых базальтах срединно-океанических хребтов. От последних метавулканиты отличаются несколько повышенными концентрациями стронция и железа и пониженными содержаниями Mg, Ni, Co и Sr, больше соответствуя вулканитам задуговых бассейнов. Тесная пространственная ассоциация изученных метавулканитов с кварцитами и апагарцбургитовыми серпентинитами в составе верхней толщи хавывенской серии позволяет объединить их в офиолитовый комплекс.

Несмотря на значительные различия в содержании литофильных элементов с большим ионным радиусом в метаморфических породах нижней и верхней толщ (табл. 4.19, 4.22) содержания РЗЭ в породах отличаются незначительно, что хорошо видно на диаграмме рис. 4.10.

Приведенные данные свидетельствуют, что в составе метаморфических пород Хавывенской возвышенности выделяются два разнородных комплекса вулканитов, сопровождаемых подчиненным количеством метаосадочных образований. Первый комплекс отвечает породам трахибазальт-трахидацитовой серии окраинно-континентальных вулканических поясов, а второй – офиолитовой ассоциации, характерной для окраинных бассейнов. Совместное нахождение этих комплексов обусловлено, вероятно, тектоническим сучиванием в период замыкания офиолитовой рифтогенной структуры, заложившейся на коре континентального типа. Последующий зеленосланцевый метаморфизм, происходивший на фоне значительного потенциала натрия, захватил обе толщи хавывенской серии, сформировав единый метаморфический комплекс.

Более высокотемпературные метаморфические образования, сходные по *P-T*-параметрами с породами гранулитовой фации, формируются обычно в контактовых зонах габброидных плутонов. Для этих контактовых ореолов характерно не только образование глубокометаморфизованных пород, но и

интенсивные процессы базификации. Гранулитоподобные гранат-гиперстеновые ассоциации пород этих ореолов обычно принимались за парагенезисы метаморфических образований гранулитовой фации и давали повод исследователям для выделения в зрелых островных дугах докембрийского основания.

Прекрасным примером высокотемпературных контактово-реакционных процессов может служить Юрчикский габброидный массив Ганальского хребта Камчатки. Ганальский хребет, приуроченный к Восточному неотектониче-

Т а б л и ц а 4.21. Химический состав (окислы в мас.%, элементы в г/т) метаморфических пород верхней толщи хавывенской серии

Компонент	1179	1187-2	1187-6	1188-3	1189-3	1190	1191	1192-3	1192-4	1196
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	47.93	49.35	52.61	47.62	46.82	47.00	48.35	45.77	48.36	47.44
TiO ₂	2.00	1.12	1.74	1.41	1.90	2.06	1.68	1.95	1.19	2.36
Al ₂ O ₃	13.76	13.77	15.35	15.34	14.69	14.61	14.13	15.66	17.28	13.83
Fe ₂ O ₃	7.18	3.42	7.59	6.28	11.60	8.12	5.07	7.97	4.16	6.44
FeO	5.45	6.19	4.46	7.37	1.90	5.82	6.39	5.18	4.62	6.94
MnO	0.28	0.21	0.18	0.23	0.22	0.19	0.24	0.21	0.15	0.18
MgO	6.72	7.00	4.13	6.74	8.39	7.00	8.96	7.57	7.58	7.15
CaO	9.06	6.81	5.64	7.53	7.29	8.53	8.77	8.90	10.54	9.32
Na ₂ O	3.03	5.94	5.41	5.55	3.31	3.11	2.80	2.89	3.23	1.95
K ₂ O	0.79	0.15	0.18	0.16	0.80	0.64	0.08	0.47	0.17	0.29
P ₂ O ₅	0.26	0.18	0.16	0.20	0.23	0.31	0.42	0.28	0.18	0.39
П.п.п.	2.56	4.93	2.04	1.76	2.89	2.32	2.73	2.80	2.38	2.85
Сумма	99.02	99.07	99.49	100.19	100.04	99.71	99.62	99.65	99.84	99.14
Rb	10	-	-	-	5	-	-	-	-	-
Sr	186	134	133	239	390	167	138	200	173	206
Ba	22	13	24	8	211	38	14	62	10	47
Zr	115	59	59	38	90	121	87	92	46	135
Y		21	21	19	33	31	30	31	22	37
Cr	98	36	6	8	Н.о.	74	221	97	210	103
Ni	70	36	23	26	"	50	81	40	89	80
Co	33	23	17	19	"	29	66	22	32	42
V	220	88	178	108	"	116	178	107	89	169
Cu	70	23	35	19	"	29	66	67	40	61

Компонент	1200	Hv-29-1	1187-3	Hv-27-1	Hv-85-1	1180-1	1178-3a	Hv-63-2	1179-1	Hv-72
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	48.51	53.60	51.98	49.60	50.74	48.75	90.60	61.90	61.56	60.46
TiO ₂	1.79	0.59	1.24	0.78	0.72	0.54	0.07	0.56	0.87	0.53
Al ₂ O ₃	14.16	16.47	16.20	15.58	17.56	11.29	3.46	13.54	14.38	13.17
Fe ₂ O ₃	5.77	5.39	6.20	7.16	6.21	14.45	1.17	1.82	2.52	6.09
FeO	6.35	4.53	6.12	5.35	3.84	5.08	0.54	4.66	3.83	1.82
MnO	0.23	0.16	0.19	0.18	0.17	7.08	0.06	0.15	0.25	0.20
MgO	8.15	6.46	4.82	5.31	8.31	3.10	0.74	4.15	2.65	2.57
CaO	8.50	3.95	5.83	8.43	4.90	5.78	0.95	4.55	2.47	4.63
Na ₂ O	2.98	5.72	5.28	2.71	4.65	2.53	1.26	7.19	10.24	9.09
K ₂ O	0.31	0.51	0.29	1.09	1.00	0.14	0.29	0.24	0.10	0.22
P ₂ O ₅	0.30	0.53	0.16	0.19	0.27	0.37	0.09	0.10	0.25	0.23
П.п.п.	2.65	1.76	1.67	3.35	1.00	0.40	0.27	0.41	0.18	0.67
Сумма	99.70	99.67	99.88	99.54	99.37	99.51	99.50	99.27	99.30	99.68
Rb	-	6	-	12	14	34	-	3	Н.о.	2
Sr	173	270	246	360	240	702	197	66	77	33
Ba	175	192	44	650	540	63	88	22	26	-
Zr	102	49	51	46	130	152	-	45	111	87
Y	29	33	16	23	25	74	3	33	23	40

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Cr	82	80	5	25	300	29	20	73	54	55
Ni	57	38	25	41	48	220	41	33	29	42
Co	46	26	28	24	18	32	7	17	9	15
V	135	180	160	220	210	180	120	190	96	150
Cu	78	42	29	41	130	63	56	33	12	35

Примечание. 1-13 – эпидот-амфиболовый (\pm хлорит) зеленый сланец, 14-15 – эпидот-фенгит-хлорит-амфиболовый зеленый сланец, 16 – альбит-амфибол-эпидот-спессартиновая порода (метаморфизованная Fe-Mn корка), 17 – кварцит, 18-20 – эгиринавгит-кроссит-альбитовый метасоматит.

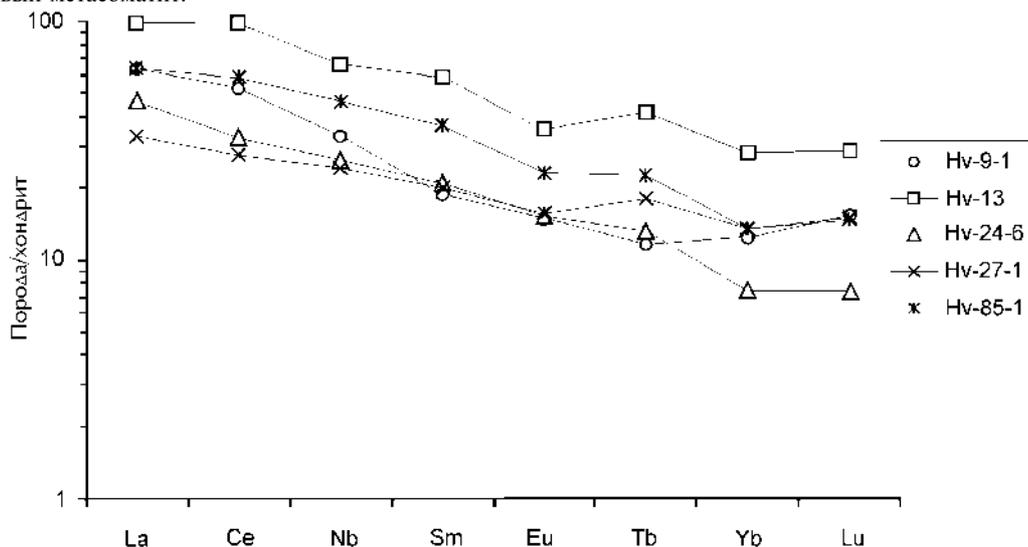


Рис. 4.10. Нормированные по хондриту (McDonough, Sun, 1995) графики содержаний РЗЭ в метаморфических породах нижней и верхней толщ хавывенской серии Хавывенской возвышенности. Использованы данные табл. 4.22

скому поднятию, имеет характер одностороннего горста, полого погружающегося к востоку (Лучицкая, Рихтер, 1989). Согласно современным геотектоническим представлениям в структуре хребта выделяются четыре доэоценовых структурно-вещественных блока (комплекса): Северный, Стеновой, Вахталкинский и Южный, имеющих между собой тектонические взаимоотношения (Апрелков и др., 1999; Лучицкая, Рихтер, 1989; Рихтер, 1991). В конце мела-палеогене эти комплексы были тектонически совмещены в единую структуру, метаморфизованы и разбиты системой левосторонних сдвигов и сопряженных с ними надвигов северо-западного направления (Рихтер, 1991).

Северный блок сложен терригенно-вулканогенными отложениями, метаморфизованными в зеленосланцевой фации. Стеновой блок состоит из эффузивных и терригенно-эффузивно-кремнистых образований, измененных в условиях от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации. Южный блок сложен зеленокаменно измененными вулканогенными и туфо-терригенно-кремнистыми отложениями ирунейской свиты позднемелового возраста (Геология СССР, 1964; Рихтер, 1991; Тарарин, 1979₂).

Вахталкинский блок характеризуется наиболее сложным строением (рис. 4.11); в его пределах тектонически совмещены все четыре структурно-вещественных комплекса (Рихтер, 1991). В основании его разреза обнажаются полиметаморфические образования ганальской серии, в составе которой выделяются три толщи (снизу-вверх): вахталкинская, воеводская и дьявольская (Геология СССР, 1964; Герман, 1978; Рихтер, 1991). Вахталкинская толща мощностью 800-900 м сложена амфиболитами и амфиболовыми сланцами с редкими и маломощными прослоями плагиогнейсов, кварцитов и мраморов, приуроченных к верхам разреза. Воеводская толща состоит из биотитовых, гранат-биотитовых и гранат-кордиерит-биотитовых плагиогнейсов и их мигматизированных разновидностей, содержащих маломощные прослои гранат-биотитовых гнейсов, амфиболитов, кварцитов и мраморов. Дьявольская толща представлена переслаиванием амфиболитов и плагиогнейсов с редкими прослоями кварцитов и мраморов.

Возраст протолита ганальской серии и время регионального метаморфизма ее отложений точно не установлены. Оценки возраста метаморфизма, полученные по геологическим данным и радиоизотопным исследованиям, дали очень противоречивые результаты – от докембрия до кайнозоя (Виноградов и др., 1991; Герман, 1975, 1978; Дюфур и др., 1977; Зинкевич и др., 1993; Лебедев, 1967; Львов и др., 1985; Лучицкая, Рихтер, 1989; Тарарин, 1979₂; Ханчук, 1978; Lebedev et al., 1967). Их детальный критический обзор приведен в статье (Лучицкая, Рихтер, 1989).

Центральное место в структуре вахталкинского блока занимает Юрчикский габброноритовый плутон, слагающий факолитообразное тело длиной до 22 км в продольной оси (рис. 4.11), лишь наполовину вскрытое в современном эрозионном срезе. Массив сложен неравномернозернистыми габброноритами с жильной фацией роговообманковых перидотитов (кортландитов), претерпевшими рассланцевание и региональный метаморфизм амфиболитовой фации, одновременный и изофациальный с метаморфизмом пород ганальской серии (Старков, 1973; Тарарин, 1979₁; Шека, 1975), и более поздними постметаморфическими амфиболовыми габбро (Тарарин, 1979₁) Осо-

Таблица 4.22. Содержания РЗЭ и литофильных элементов в метаморфических породах нижней и верхней толщ хавывенской серии

Обр.	Толща	Rb	Sr	Ba	Zr	Y	Nb	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
Hv-9-1	Нижняя	62	350	930	120	18	2.4	15	32	15	2.8	0.84	0.42	2.0	0.38
Hv-13	“	46	91	2000	180	42	2.8	23	60	30	8.6	2.0	1.5	4.5	0.70
Hv-24-6	“	68	790	1600	40	15	1.0	11	20	12	3.1	0.87	0.48	1.2	0.18
Hv-27-1	Верхняя	12	360	650	46	23	<1.0	7.8	17	11	3.0	0.88	0.66	2.2	0.37
Hv-85-1	“	14	240	540	130	25	1.5	15	36	21	5.4	1.3	0.83	2.2	0.36

Примечание. Литофильные элементы определены рентгено-флюоресцентным методом, а РЗЭ – нейтронно-активационным методом в Аналитическом центре ГИН РАН.

бенно широкое развитие эти габбро получили в южной части интрузива, где их тела прорывают габбронориты и вмещающие породы ганальской серии (рис. 4.12, 4.13).

Постметаморфические амфиболовые габбро состоят из буровато-зеленой чермакитовой роговой обманки (по номенклатуре Leake, 1978) с каймами магнезиальной роговой обманки, плагиоклаза An_{85-90} , небольшого количества авгита $Wo_{37-46}En_{42-47}Fs_{12-16}$, рудных минералов (магнетита, титаномагнетита и ильменита) и апатита (Тарарин и др., 2002). В приконтактных частях габбро с вмещающими терригенными породами значительное развитие получает биотит ($X_{Mg}=0.45-0.50$), частично замещающий первичный амфибол. С постмагматической стадией кристаллизации габброидного расплава связано замещение магматического амфибола актинолитовой роговой обманкой. Температура этого процесса определяется в $415-430^{\circ}C$, а глубинность отвечает давлению около 1.5 кбар (использован геотермобарометр (Мишкин, 1990)).

Основными метаморфическими событиями, которые определили современный облик метаморфических и плутонических пород Вахталкинского блока, являются: 1) контактовый метаморфизм, обусловленный становлением Юрчикского габброноритового плутона, 2) последующий региональный метаморфизм амфиболитовой фации, 3) контактовый метаморфизм в связи с внедрением постметаморфических амфиболовых габбро и, наконец, 4) зеле-

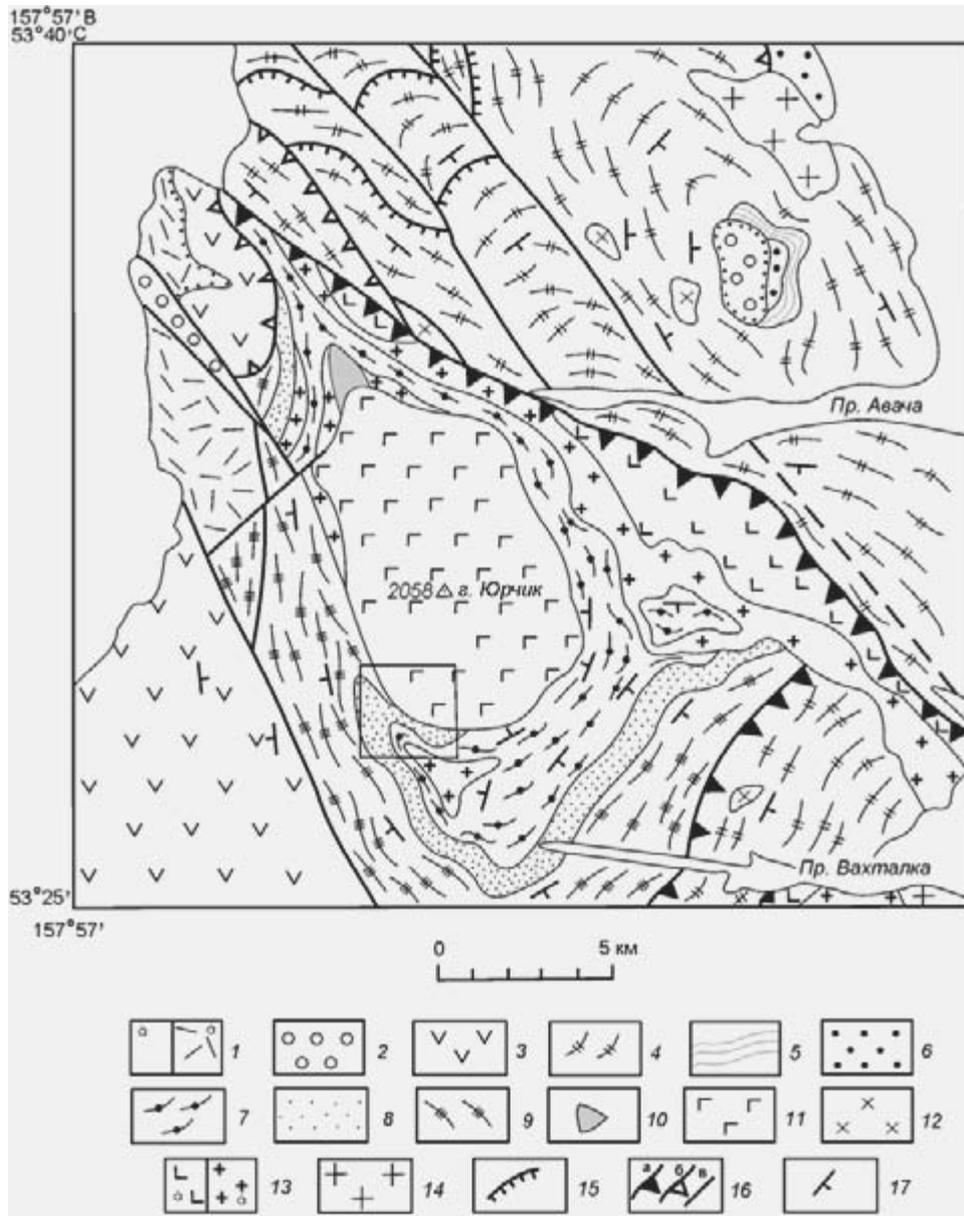


Рис. 4.11. Схематическая геологическая карта Вахталкинского блока Ганальского хребта (по Рихтеру, 1991 с дополнениями).

1 – четвертичные отложения (а), туфы и эффузивы неогена (б); 2 – терригенные отложения эоцена; 3 – пирокластический комплекс (ирунейская свита) верхнего мела; 4-6 – терригенно-эффузивно-пирокластический комплекс (стенная серия): 4 – эффузивно-пирокластическая и терригенная (нерасчлененные), 5 – терригенная, 6 – пирокластическая толщи; 7-9 – терригенно-вулканогенный комплекс (ганальская серия): 7 – эффузивная (вахталкинская), 8 – терригенная (воеводская), 9 – терригенно-вулканогенная (дьявольская) толщи; 10 – гранулитоподобные контактово-реакционные породы; 11 – дометаморфические габбронориты и постметаморфические амфиболовые габбро (нерасчлененные); 12 – субвулканические габбро и плагиогранит-порфиры; 13 – синкинематические габбро (а) и плагиограниты (б); 14 – посткинематические диориты и плагиограниты неогенового (?) возраста; 15 – надвиги первой фазы, ограничивающие чешуи; 16 – сдвиги-надвиги второй фазы, ограничивающие «блоки» (а) и чешуи (б), позднекайнозойские крутопадающие разломы (в); 17 – элементы залегания слоистости, сланцеватости, гнейсовидности. Прямоугольником выделена площадь рис. 4.12

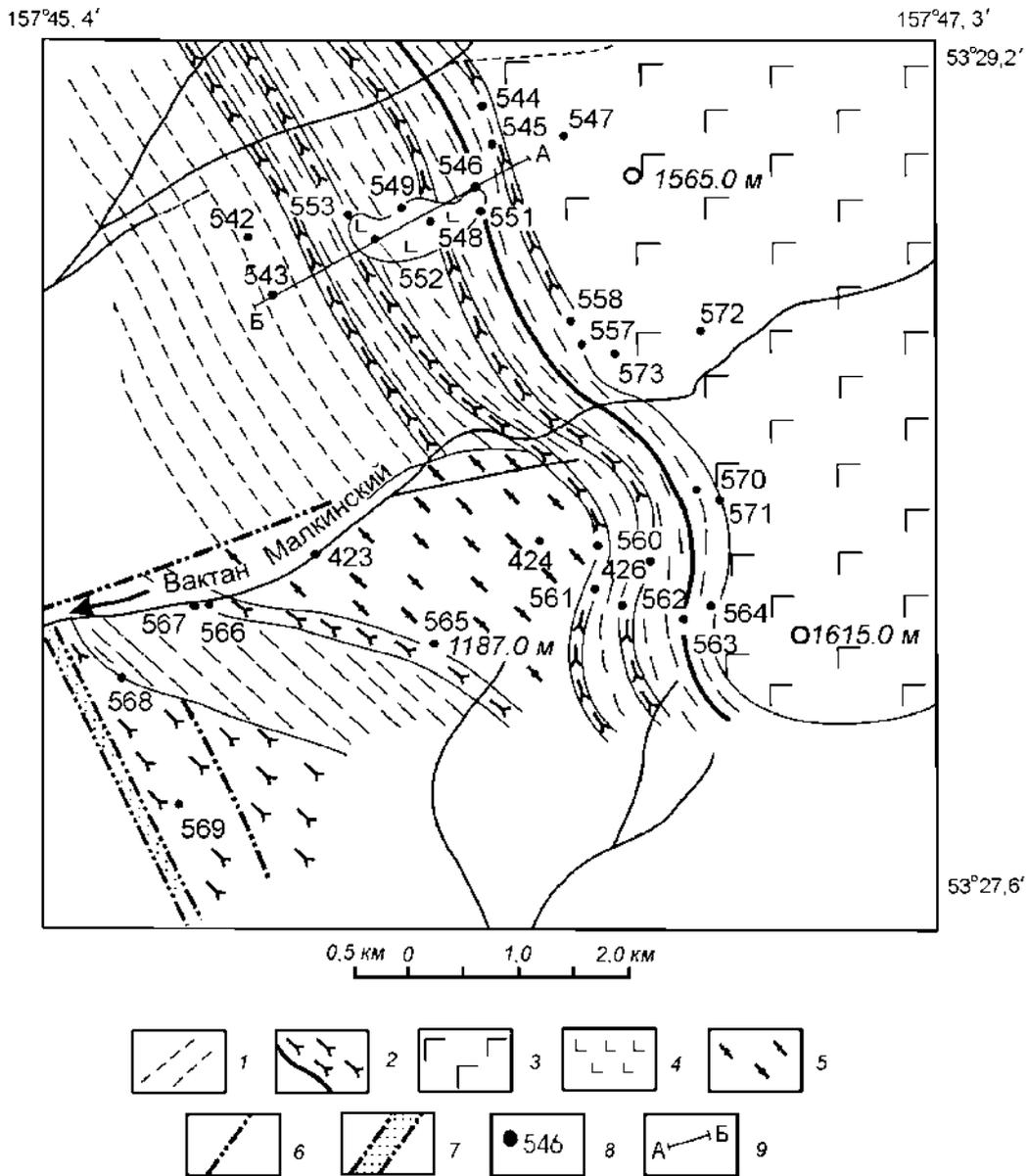


Рис. 4.12. Схематическая геологическая карта юго-западной части Юрчикского массива (истоки р. Вактан Малкинский).

1-2 – воеводская толща: мигматизированные и гранитизированные гранат-биотитовые и гранат-биотит-кордиеритовые плагиогнейсы и гнейсы (1), амфиболиты (2); 3 – дометаморфические габбронориты и постметаморфические амфиболовые габбро (нерасчлененные); 4 – постметаморфические амфиболовые габбро; 5 – биотит-амфиболовые гранитогнейсы; 6 – тектонические нарушения; 7 – зона дробления и катаклаза; 8 – точки наблюдения; 9 – разрез А-Б (рис. 4.13)

носланцевый метаморфизм, охвативший ранее метаморфизованные породы, габброиды Юрчикского массива и верхнемеловые образования ирунейской свиты (Тарарин, 1979₂).

В составе воеводской толщи наибольшим распространением пользуются биотитовые и гранат-биотитовые плагиогнейсы, содержащие прослои био-

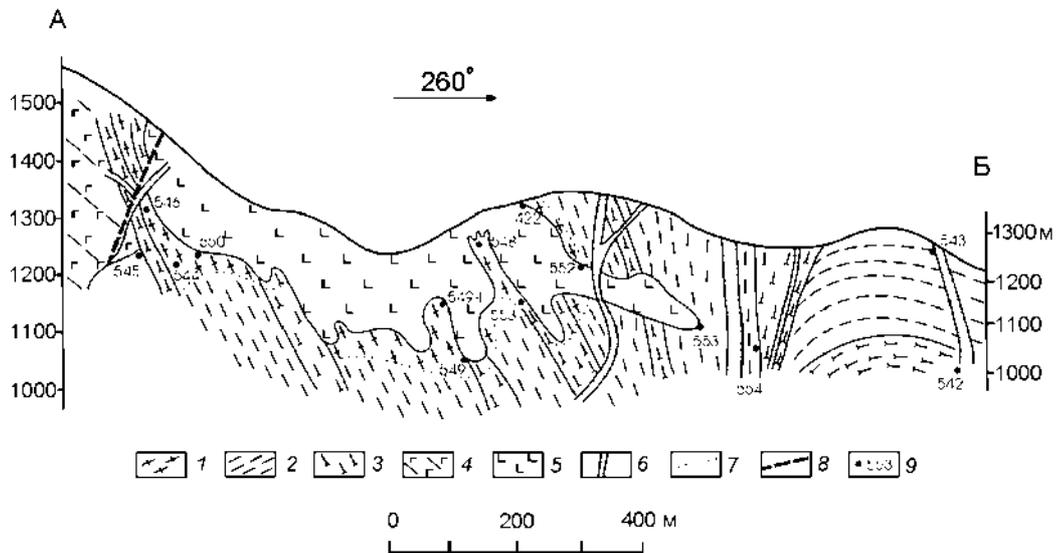


Рис. 4.13. Схематический геологический разрез через интрузивное тело амфиболовых габбро в истоках р. Вактан Малкинский. Положение разреза см. на рис. 4.12.

1 – гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовые гранулитоподобные контактово-реакционные породы; 2-3 – воеводская толща: 2 – биотитовые, гранат-биотитовые и гранат-биотит-кордиеритовые плагиогнейсы, гнейсы и мигматиты, 3 – амфиболиты и клинопироксен-амфиболовые кристаллические сланцы; 4 – метаморфизованные и рассланцованные габбронориты; 5 – пост-метаморфические амфиболовые габбро; 6 – дайки диабазов; 7 – граница высокотемпературного (отвечающего парагенезисам гранулитовой фации) контактового ореола; 8 – тектонические нарушения; 9 – точки наблюдения

тит-кордиеритовых и гранат-биотит-кордиеритовых плагиогнейсов и гранат-биотитовых гнейсов. В верхней части толщи наблюдаются прослои амфиболитов и клинопироксен-амфиболовых кристаллических сланцев мощностью 5-10 м (иногда до 20-30 м). Гнейсы, плагиогнейсы и амфиболиты в значительной степени гранитизированы и мигматизированы и содержат многочисленные согласные и секущие жилы синметаморфических биотитовых, биотит-кордиеритовых плагиогранитов и гранитов и реже гранат-биотитовых пегматитов мощностью от первых сантиметров до нескольких метров.

Гнейсы и плагиогнейсы – полосчатые мелкозернистые породы с равномерным распределением минералов. Главную роль среди них играет кислый плагиоклаз An_{26-34} (более 50-60 объемн.%), содержащий антипертитовые вроски калинадрового полевого шпата, количество которого возрастает с усилением степени гранитизации и мигматизации пород вплоть до появления его самостоятельных кристаллов (Тарарин и др., 2002). Биотит – главный железо-магнезиальный минерал этих пород; в гранат-биотитовых и гранат-кордиерит-биотитовых разностях к биотиту присоединяются гранат (1-2%), кордиерит (до 10-15%) и иногда силлиманит. Состав минералов плагиогнейсов воеводской толщи свидетельствует, что региональный метаморфизм исходных пород осуществлялся в условиях амфиболитовой фации ($T=600-640^{\circ}C$, $P=5-5.5$ кбар) (Тарарин, 1979₂).

Геологические наблюдения свидетельствуют, что контакты амфиболовых габбро с гранитизированными плагиогнейсами ганальской серии являются типично магматическими с многочисленными ксенолитами ороговикованных пород субстрата в эндоконтактовой зоне. Изучение контактово-реакционных пород показало, что в зоне контакта возникает реакционная метасоматиче-

ская зональность, включающая зоны ороговикования, метасоматических изменений и частичного плавления исходного плагиогнейсового субстрата. Метасоматическая колонка включает следующие зоны (от тыловых к передовым): 1) неизменное амфиболовое габбро, 2) контаминированное габбро (габбронорит краевой зоны), 3) биотит-ортопироксен-плагиоклазовый метасоматический кристаллический сланец, 4) гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовый плагиогнейс или кристаллический сланец, 5) гранитизированный гранат-биотитовый и гранат-биотит-кордиеритовый плагиогнейс.

В передовой части реакционной колонки замещения температурное воздействие внедряющегося габброидного расплава обуславливает преобразование гранитизированных плагиогнейсов ганальской серии в гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовые плагиогнейсы и кристаллические сланцы, различающихся только количественными соотношениями кварца. Мощность этой зоны изменения варьирует в широких пределах, определяясь формой контакта амфиболовых габбро и плагиогнейсов субстрата. При крутых падениях контакта мощность формирующихся плагиогнейсов и кристаллических сланцев не превышает первых десятков сантиметров, но при пологих контактах и в донных частях магматических тел мощность этих пород может достигать первых десятков метров.

Гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовые плагиогнейсы и сланцы — мелкозернистые породы с типично метаморфической гранобластовой структурой. Главную роль в их составе играет плагиоклаз An_{28-40} ; содержание кварца и железо-магнезиальных минералов подвержено значительным колебаниям. Гранат (его содержание редко превышает 1-2% объема пород) характеризуется варьирующим содержанием пироповой молекулы (от 15-18 до 25 мол. %), гомогенным строением или слабо выраженной зональностью кристаллов (Тарарин и др., 2002). Ортопироксен En_{53-60} содержится в количестве 5-10% и частично замещается куммингтонитом. Количество биотита ($X_{Mg}=0.5-0.6$) и кордиерита ($X_{Mg}=0.67-0.71$) подвержено значительным колебаниям. В кордиерите и реже плагиоклазе содержатся многочисленные мелкие включения силлиманита и зеленой железистой шпинели. Fe-Ti-оксиды представлены магнетитом, титаномагнетитом, реже ильменитом, а среди сульфидов преобладают пирит и пирротин.

По направлению к тыловым зонам контактового ореола зона гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовых плагиогнейсов и кристаллических сланцев сменяется зоной биотит-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев — тонко- и мелкозернистых (размер зерен 0.03-0.2 мм) метасоматических пород, состоящих из ортопироксена En_{52-62} (Тарарин и др., 2002), плагиоклаза An_{36-52} , к которым в варьирующих количествах присоединяются биотит ($X_{Mg}=0.56-0.65$), апатит и Fe-Ti-оксиды. Мощность зоны метасоматических кристаллосланцев небольшая и редко превышает несколько десятков сантиметров. Аналогичная смена плагиогнейсов метасоматическими биотит-ортопироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами отмечается и в ксенолитах гранитизированных плагиогнейсов в амфиболовых габбро, центральные части которых представлены гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовыми плагиогнейсами или кристаллическими сланцами, а краевые зоны — биотит-ортопироксен-плагиоклазовыми тонкозернистыми или мелкозернистыми кристаллическими сланцами. Мелкие ксенолиты плагиогнейсового субстрата обычно полностью преобразованы в биотит-ортопироксен-плагиоклазовые метасоматические кристаллические сланцы.

С приближением к контакту с амфиболовыми габбро в биотит-ортопироксен-плагиоклазовых метасоматических кристаллических сланцах отмеча-

ется образование обособлений, сегрегаций и прожилковидных выделений более лейкократового и более крупнозернистого ортопироксен-плагиоклазового биотит состава. Этот процесс начинается с появления в тонко-или мелкозернистых биотит-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллосланцах отдельных таблитчатых и призматических кристаллов плагиоклаза и ортопироксена размером 0.5-1.5 мм, с увеличением количества которых они образуют выделения и обособления типа лейкосомы мигматитов мощностью от долей до нескольких сантиметров. Породы этих сегрегаций обладают типичными магматическими структурами – гипидиоморфнозернистой и реже габброидной. Контакты между метасоматическими кристаллосланцами и новообразованными сегрегациями биотит-ортопироксен-плагиоклазового состава довольно резкие; метасоматические кристаллосланцы четко выделяются своим тонкозернистым сложением и более темной окраской из-за примеси пылевидного графитового материала. Иногда новообразованные кристаллы ортопироксена лейкократовых сегрегаций группируются в цепочки, ориентированные согласно реликтовой полосчатости исходных метаморфических пород. Характерной особенностью новообразованного материала как и биотит-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев является резко повышенное содержание в них апатита, обилие которого свидетельствует о высокой флюидонасыщенности внедряющегося габброидного расплава.

Породы формирующихся магматических выплавок имеют состав биотит-ортопироксеновых диоритов и реже лейкократовых норитов. В их составе главными минералами являются плагиоклаз An_{50-75} , ортопироксен En_{59-69} , частично замещаемый куммингтонитом, меньше биотит ($X_{Mg}=0.56-0.68$), апатит и Fe-Ti-оксиды (Тарарин и др., 2002). Размер кристаллов ортопироксена и плагиоклаза этих пород составляет 0.5-1.5 мм, на фоне которых отмечаются отдельные порфиroidные выделения плагиоклаза и реже ортопироксена размером до 2-3 мм. Иногда в этих породах могут сохраняться реликтовые кристаллы граната и кордиерита. Как в новообразованных магматических выплавках, так и в метасоматических кристаллосланцах отмечаются отдельные кристаллы и скопления зеленого амфибола, частично корродирующего ортопироксен (или частично замещающий его куммингтонит). Мощность зоны, где в метасоматических биотит-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллосланцах формируются магматические сегрегации и обособления, не превышает нескольких десятков сантиметров.

Сходные процессы образования лейкократовых биотит-ортопироксен-плагиоклазовых обособлений в метасоматических биотит-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцах устанавливаются и в зоне экзоконтакта дометаморфических габброноритов Юрчикского массива, только мощность метасоматических преобразований исходного субстрата достигает нескольких десятков и даже первых сотен метров (Тарарин, 1982). Так, на юго-восточных скатах высоты 1644.0 м в верхнем течении р. Вактан Ганальский в биотит-ортопироксен-плагиоклазовых метасоматитах отмечаются многочисленные сегрегации и прожилки более крупнозернистого и более лейкократового биотит-ортопироксен-плагиоклазового материала, состав которого аналогичен составу биотит-ортопироксен-плагиоклазовых обособлений, описанных выше.

В зоне эндоконтакта амфиболовых габбро с ороговикованными и метасоматически измененными плагиогнейсами в габбро за счет частичного усвоения компонентов боковых пород формируются кристаллы ортопироксена, вытесняющего клинопироксен и роговую обманку, а также происходит снижение основности плагиоклаза от An_{85-90} до An_{56-60} . Обычно маломощные инъекции амфиболового габбро в боковые породы почти полностью преобразованы в габбронориты краевой зоны. В зоне краевого габбро наблюдается

обрастание и частичное замещение новообразованного ортопироксена зеленым амфиболом, типичным для амфиболовых габбро, т.е. происходит «наступление» внедряющегося габброидного расплава. Мощность зоны эндоконтактового контаминированного габбро не превышает нескольких сантиметров.

Изучение минеральных ассоциаций и состава минералов реакционных зон на контакте габброидов и плагиогнейсов и использование различных минеральных геотермометров показывает, что эти процессы осуществлялись при температуре около 750°C и давлении 2-4 кбар, снижаясь с удалением от контакта с габбро до температуры 600-640°C, типичной для гранитизированных плагиогнейсов ганальской серии (Тарарин и др., 2002).

Минералы формирующихся пород изученной метасоматической колонки обладают рядом специфических особенностей. Так, ортопироксен отличается повышенной кальциевостью и марганцовистостью, его магнезиальность наибольшая в зоне формирования лейкократовых выплавов в биотит-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллосланцах, снижаясь в глубь контактового ореола. Наоборот, глиноземистость ортопироксена возрастает в этом же направлении и она наивысшая в зоне гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовых плагиогнейсов и кристаллических сланцев. Состав граната вмещающих гранитизированных плагиогнейсов и новообразованных гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовых плагиогнейсов и кристаллосланцев также резко различен. Содержание пироповой молекулы в гранате гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовых плагиогнейсов значительно выше ее концентрации в гранитизированных плагиогнейсах ганальской серии. Кроме того, гранаты последних обладают ярко выраженной регрессивной зональностью, отражающей процессы гранитизации, в противоположность гомогенному строению или слабо выраженной зональности кристаллов граната гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовых плагиогнейсов и кристаллосланцев внутренних частей ореола.

Сравнение состава пород изученной метасоматической зональности показывает, что от тыловых к передовым ее зонам происходит значительный вынос оксида кремния и, наоборот, привнос FeO, MgO и CaO, обуславливая базификацию исходного плагиогнейсового субстрата и приближение его состава на фронте замещения к составу внедряющегося базитового расплава (табл. 4.23, рис. 4.14).

Состав возникающего расплава в зоне метасоматических биотит-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев является не случайным, а определяется андезитовым температурным минимумом, к которому смещаются базитовые расплавы при взаимодействии с силикатным субстратом (Маракушев, 1987, 1988). Взаимодействие амфиболового габбро с гранитизированными плагиогнейсами в Ганальском хребте происходит не в приповерхностных условиях, а на средних глубинах, отвечающих литостатическому давлению 2-4 кбар, что сопровождается возрастанием флюидного давления в магматическом очаге и смещением андезитового температурного минимума в сторону более кремнекислых составов. Поэтому формирующиеся магматические расплавы в зоне метасоматических биотит-ортопироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев имеют состав биотит-ортопироксеновых диоритов и реже лейкократовых норитов (табл. 4.23).

Экспериментальное моделирование процессов взаимодействия габброидного расплава с осадочным материалом континентальной коры подтверждают природные наблюдения базификации и десиликации исходных боковых пород. Благодаря растворению в габброидной магме пород, богатых SiO₂ и Al₂O₃, в кристаллизующемся контаминированном расплаве возрастает содержание этих компонентов, в результате вместо оливин-клинопироксенового

Т а б л и ц а 4.23. Изменение химического состава плагиогнейсов ганальской серии при замещении амфиболовыми габброидами

	Амфиболовое габбро	Биотит-ортопироксен-плагиоклазовые метасоматические кристаллические сланцы с магматическими обособлениями биотит-ортопироксен-плагиоклазового состава									
		571-С	544-Л	544-В	544-Б	544-К	550	544-Д-2	544	564-В	571-Е
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	44.57	42.40	47.56	48.89	48.72	49.85	49.51	51.27	54.45	58.75	59.55
TiO ₂	0.52	2.25	1.13	0.97	1.18	0.85	0.99	0.96	0.80	0.56	0.80
Al ₂ O ₃	20.50	15.51	19.21	21.32	19.43	20.29	18.98	18.97	17.90	15.52	17.77
Fe ₂ O ₃	4.85	9.29	5.80	5.27	3.71	2.77	3.66	5.48	2.48	0.32	0.60
FeO	4.65	9.50	7.02	6.08	8.26	8.22	7.43	6.35	5.96	7.81	7.20
MnO	0.18	0.25	0.21	0.28	0.16	0.18	0.20	0.18	0.18	0.15	0.13
MgO	8.50	9.42	5.01	3.63	6.18	6.76	6.11	4.03	3.98	8.37	3.78
CaO	13.10	5.11	11.62	9.69	6.94	6.73	7.27	9.35	8.36	4.42	4.08
Na ₂ O	1.09	2.15	2.16	3.44	3.02	2.46	3.30	2.83	3.56	2.37	3.24
K ₂ O	0.44	1.19	0.32	0.33	0.85	0.09	0.43	0.40	1.05	0.96	1.17
П.п.п.	1.65	2.13	0.10	0.19	1.09	1.11	1.24	0.01	0.81	0.98	1.04
Сумма	100.16	99.44	100.14	100.09	99.67	99.31	99.51	99.83	99.53	100.21	99.36
	Гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовые плагиогнейсы и кристаллические сланцы				Мигматизированные плагиогнейсы ганальской серии						
	549-М	552	564	571-Т	421	426-И	541-И	552-Г	553-В	554-Е	571-Г
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	56.45	63.58	58.30	63.75	62.30	66.08	69.81	60.48	65.94	69.46	67.35
TiO ₂	1.09	0.91	0.95	0.90	0.80	0.53	0.54	0.97	0.85	0.58	0.72
Al ₂ O ₃	20.68	15.87	17.94	17.34	17.50	14.05	15.42	17.70	16.50	15.98	14.79
Fe ₂ O ₃	0.12	1.91	0.25	0.58	4.13	1.93	0.00	1.87	1.18	0.57	0.96
FeO	8.43	5.85	6.99	5.55	3.45	5.10	3.47	5.48	3.57	3.17	4.41
MnO	0.24	0.15	0.12	0.13	0.18	0.05	0.21	0.13	0.09	0.08	0.13
MgO	4.37	3.05	3.84	3.20	2.89	2.48	2.46	3.22	2.64	1.97	2.86
CaO	1.97	3.25	3.42	2.65	1.76	2.30	2.68	2.42	1.85	2.52	2.28
Na ₂ O	2.14	2.43	2.95	2.75	2.22	5.05	0.83	3.24	3.10	3.24	2.92
K ₂ O	1.17	0.90	1.69	1.17	2.60	0.40	1.63	3.39	2.73	1.52	1.86
П.п.п.	2.65	2.04	2.86	1.50	2.16	2.26	0.86	1.12	1.50	0.98	1.04
Сумма	99.31	99.94	99.31	99.52	99.99	100.50	99.91	100.02	99.95	100.07	99.32

В сумму дополнительно включено P₂O₅ (мас. %): 571-С - 0.11, 544-Л - 0.24, 544-К - 0.13, 544-Д-2 - 0.39, 426-И - 0.27.

габброидного парагенезиса возникает парагенезис, отвечающий норитам и габброноритам. Исследования системы CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ позволило повторить давно известный вывод (Bowen, 1928) о том, что ассимиляция базальтовым или габброидным расплавом боковых пород, богатых оксидами кремния и алюминия, ведет к смене ассоциации Crx+Pl±Ol ассоциацией Орх+Pl, т.е. возникают норитовые парагенезисы. Растворение осадочного материала в габброидном расплаве обуславливает понижение его температуры, что определяет быструю кристаллизацию контаминированного норитового или габброноритового расплава и возникновению мелкозернистых пород, что подтверждается наблюдениями над природными образцами.

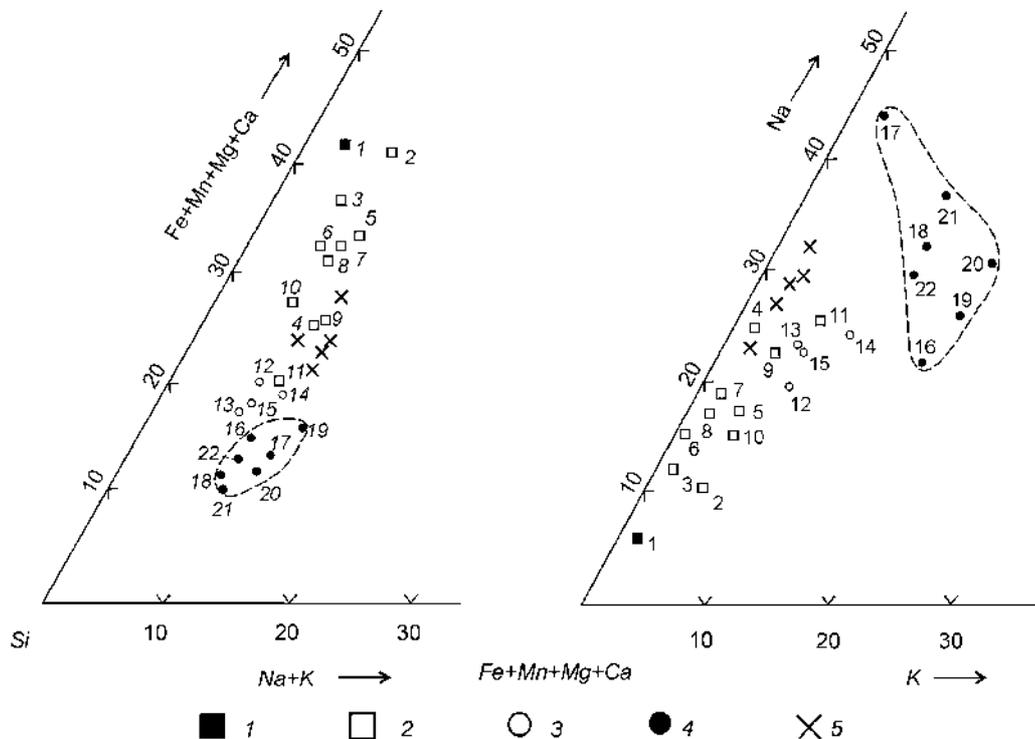


Рис. 4.14. Петрохимические диаграммы, иллюстрирующие процессы базификации на контакте амфиболовых габбро и гранитизированных плагиогнейсов ганальской серии (использованы данные табл. 4.23).

1 – амфиболовое габбро, 2 – биотит-ортопироксен-плагиоклазовый метасоматический кристаллический сланец с обособлениями и сегрегациями биотит-ортопироксеновых диоритов, 3 – гранат-ортопироксен-биотит-кордиеритовый плагиогнейс и кристаллический сланец, 4 – гранитизированный плагиогнейс ганальской серии, 5 – метасоматический биотит-ортопироксен-плагиоклазовый кристаллический сланец из контактового ореола дометаморфических габброноритов Юрчикского массива в истоках р. Вактан Ганальский (Тарарин, 1982)

Экспериментальные исследования, выполненные в последние годы (Johnson, Wyllie, 1988; Patico Douce, 1995), позволили ряду исследователей вернуться к представлениям Боуэна (Bowen, 1922) о большой роли процессов ассимиляции пород континентальной коры магмами мантийного происхождения в формировании кремнекислых гранитоидных образований. Так, эксперименты (Patico Douce, 1995) дали возможность предположить, что в природных условиях мантийные магмы могут ассимилировать до 50% корового субстрата, формируя кремнекислые расплавы, мигрирующие в верхние горизонты коры, и комплементарные им норитовые и габброноритовые гранулитоподобные образования, накапливающиеся в нижних частях земной коры. Было показано, что увеличение парциального давления воды во флюиде обуславливает смещение формирующихся гранитоидных расплавов в область менее кремнекислых (дацитовых и даже андезитовых) составов (Patico Douce, 1995).

Таким образом, изложенный выше материал по реакционному взаимодействию амфиболовых габбро с плагиогнейсовым субстратом показывает, что на фронте замещения боковых пород происходит их ороговикование, метасоматическое изменение и частичное замещение расплавом с усвоением в формирующемся расплаве компонентов замещаемых пород, смещающих эвтектические и котектические составы в сторону андезитового температурного минимума.