

РОДИНГИТЫ КАМЧАТСКОГО МЫСА, ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА

А.Б. Осипенко, Л.П. Аникин, Ю.М. Стефанов

Институт вулканологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Приводятся новые данные об особенностях геологического положения и вещественного состава контактовых известково-силикатных метасоматитов - родингитов, ассоциирующих с серпентинизированными гипербазитами офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс, Восточная Камчатка. Морфология проявлений, химический и минералогический состав изученных родингитов обнаруживают значительное сходство с аналогами из других офиолитовых комплексов Восточной Камчатки. Предполагается, что процесс родингитизации имел отчетливый двухстадийный характер. В раннюю стадию происходило высокотемпературное реакционное взаимодействие базитовых включений с вмещающими кристаллическими ультрамафитами и насыщение протолитов кальцием. Последующие эпигенетические минеральные преобразования имели в целом изохимический характер (за исключением привноса гидроксил-иона) и были сведены, главным образом, к последовательному замещению первичных безводных минеральных парагенезисов ассоциациями гидроксилсодержащих минералов.

Ключевые слова: офиолиты, гипербазиты, родингиты, метасоматоз, Восточная Камчатка.

ВВЕДЕНИЕ

Среди продуктов вторичных минеральных преобразований, широко проявленных в ультрамафитах офиолитовых комплексов, особое внимание привлекают известково-силикатные ($\text{CaO} > 20.0$ мас.%) метасоматические породы, получившие в современной геологической литературе название "родингиты". Условия генезиса этих образований широко обсуждаются, при этом параллельное существование нескольких петрологических моделей родингитизации, допускающих формирование родингитов в широком спектре геологических обстановок и термодинамических условий [6, 10, 11, 14, 15, 17, 19 и др.], свидетельствует о дискуссионном характере затрагиваемых вопросов. Дополнительные сложности при определении механизма родингитизации накладывает то обстоятельство, что процесс Са - метасоматоза проявлен не только в офиолитах, но также в породах различных формационных типов [5, 12]. К числу основных вопросов "родингитовой" проблемы относятся, прежде всего: механизм насыщения кальцием протолитов, пространственная и временная связь с процессами серпентинизации, а также Р-Т- $f\text{O}_2$ параметры среды минералообразования. Обзор существующих представлений по этим вопросам приводится в работах [10, 11].

В современной петрологической литературе, посвященной офиолитам, доминирующей точкой зрения является представление о биметасоматических реакциях на контакте основных и ультраосновных пород как о ведущем механизме накопления

СаО в родингитах [6, 9, 10, 15, 17, 19]. Тем не менее, итоговый результат подобных процессов достаточно спорен и не всегда соответствует реально наблюдаемой геологической ситуации. Результаты экспериментального моделирования контактово-метасоматических реакций на разделе габбро-ультрабазит [9, 10] также допускают различное толкование.

Прогресс в изучении петрологических аспектов родингитизации связан, прежде всего, с детальными минералого-геохимическими исследованиями вещественного состава метасоматитов из офиолитовых комплексов (особенно тех, в которых непосредственно наблюдаются контактовые взаимоотношения основных и ультраосновных пород). Одним из благоприятных для такого исследования объектов являются малоизученные проявления родингитизации на п-ове Камчатский Мыс (Восточная Камчатка).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ФОРМЫ ПРОЯВЛЕНИЯ

На полуострове Камчатский Мыс процессы родингитизации проявлены в породах гипербазитового массива г. Солдатской (рис.1). Сведения о строении массива и вещественном составе слагающих его пород приведены в работах [2, 3, 8]. Ранее [3] метасоматиты исследуемого типа рассматривались здесь как пироксен - гранатовые роговики, а их происхождение связывалось с термальным воздействием перидотитовых интрузий на вмещающие кремнисто-вулканогенные породы. Современные представления о геологическом строении полуострова в целом и комплекса пород, относимых к офиолитовой ассоци-

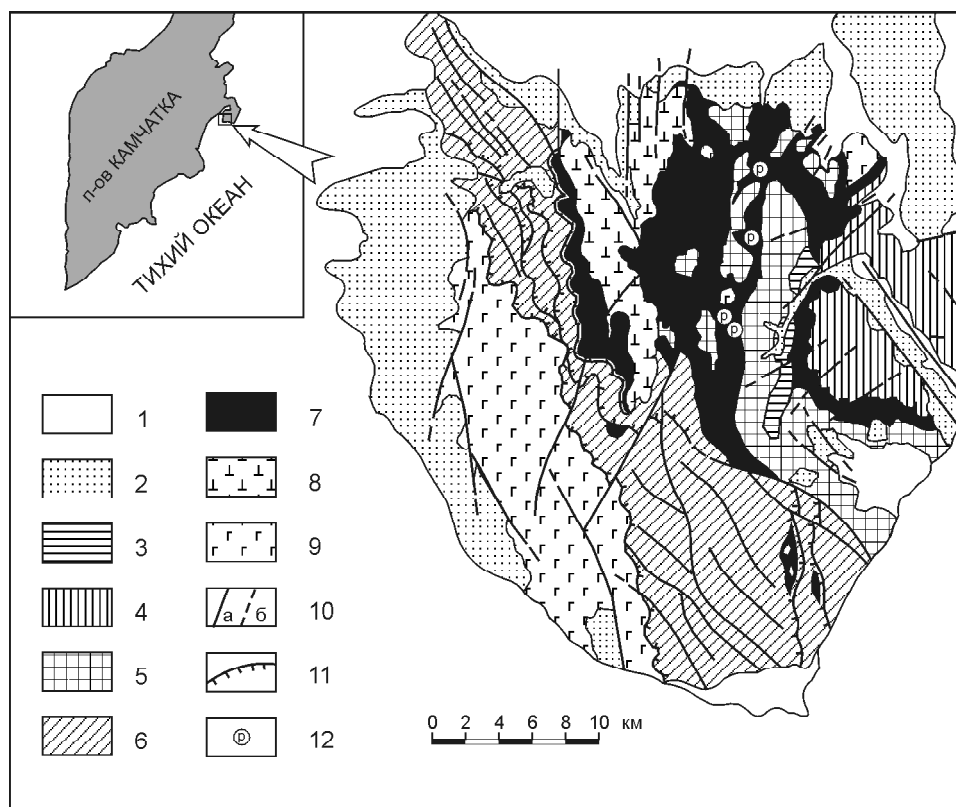


Рис.1. Схема геологического строения юго-западной части полуострова Камчатский Мыс, Восточная Камчатка (по [1,4] с изменениями).

1 - современные отложения; 2-3 терригенные отложения: 2 - плиоцен-четвертичные, 3 - миоценовые; 4-6 - отложения африканской серии (K_2-P_1): 4 - терригенные, 5 - туфогенно-кремнистые, 6 - кремнисто-вулканогенные; 7 - серпентинитовый меланж; 8 - массивные гипербазиты; 9 - габброиды; 10 - разрывные нарушения (а - достоверные, б - предполагаемые); 11 - надвиги; 12 - зоны развития родингитов.

ации [1, 4, 13 и др.], допускают несколько иную интерпретацию обстановки формирования родингитов. Установлено, что офиолиты образуют пакет сложнопостроенных тектонических пластин, в котором оказались пространственно сближенными габброиды Оленегорского массива, ультрамафиты, а также верхнемеловые-палеоценовые вулканогенно-кремнистые и терригенные отложения. При этом, крупные блоки слабоизмененных гипербазитов, составляющие массив г. Солдатской, заключены в серпентинитовый меланж и слагают аллохтонный комплекс, в виде покрова мощностью до 800 м полого надвинутый в юго-западном направлении (рис. 1). Характер контактовых взаимоотношений гипербазитов с вмещающими образованиями повсеместно тектонический.

Структурно-геологическая позиция родингитов строго определена: они неизменно приурочены к зонам контакта милонитизированных, рассланцованных и разлинзованных серпентинитов с разнообразными по составу тектоническими включениями (представленными, главным образом, амфиболитизированными габбро, гнейсовидными габбро-амфиболитами, метаморфическими сланцами) в зонах тектонического меланжа по восточной периферии лежащего блока массива. В маломощных зонах серпентинизации вдоль разрывных нарушений внутри массива родингиты обнаружены не были.

Родингиты - плотные мелкозернистые породы от светло-серого до грязно-зеленого цвета, слагают, как правило, бескорневые будинированные тела мощностью до 2-3 м и протяженностью до 15-20 м. Будины в направлении, перпендикулярном их простиранию, разбиты на блоки уплощенно-линзовидной формы и в пределах отдельных тектонических блоков располагаются линейно - параллельно. Породы в эндоконтактах крупных включений осветлены - родингитизированы - на максимальную мощность до 2 м. Тела родингитов оторочены плотной темно-коричневой хлорит-серпентиновой "рубашкой". Родингиты и вмещающие их породы разбиты более поздними системами трещин, выполненных пектолитом, ксонотлитом и пренимом [7].

МИНЕРАЛОГИЯ

Строение родингитизированных будинообразных тектонических включений в разломных зонах имеет отчетливо выраженный зональный характер, фиксируемый различными оттенками серого цвета. Контакты между зонами как постепенные (особенно во внутренних частях включений), так и резкие. Конфигурация границ зон отличается значительной сложностью. Изученные метасоматиты представлены различными минералогическими типами, порядок смены которых в метасоматической колонке родингитов (а также относительная распространенность минералов в различных зонах колонки) в

обобщенном виде отражен в таблице 1. Наблюдается общая тенденция к замещению гранат-клинопироксенового и гранат-клинопироксен-везувианового парагенезисов внутренних частей родингитов через промежуточные гранат-амфиболовые и гранат-везувиан-амфиболовые ассоциации наиболее низкотемпературными минеральными ансамблями с участием хлорита, пренита, пектолита и серпентина, получившими развитие во внешних частях тел родингитизированных пород.

Представительные химические составы главных минералов родингитов приведены в таблице 2. Обращает на себя внимание присутствие двух генераций клинопироксена (новообразованного и реликтового, представленных, соответственно, диопсидом и субкальциевым авгитом), а также выдержанность составов новообразованного клинопироксена и граната (гроссуляра) в различных зонах метасоматической колонки, что может быть интерпретировано как признак относительно раннего возникновения устойчивого во времени парагенезиса гранат - клинопироксен. В то же время, составы амфиболов и хлоритов обнаруживают последовательное изменение, связанное с ростом их магнезиальности в направлении от промежуточных к внешним зонам родингитовых тел (табл.1 и 2). По-видимому, можно говорить о полистадийном изменении первичных безводных родингитовых ансамблей в результате их изохимической гидратации в условиях общего понижения температуры процесса. В целом, составы главных минеральных фаз исследованных метасоматитов достаточно близки аналогам из родингитов офиолитовых

комплексов Восточной Камчатки [11], Японии [17], Новой Зеландии [19] и некоторых других районов.

ПЕТРО- И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Химический и редкоземельный состав родингитов гипербазитового массива г. Солдатской (табл. 3) также обнаруживает несомненное сходство с аналогами из гипербазитовых массивов Восточной Камчатки [11]. Анализ вариаций химизма пород по зонам метасоматической колонки родингитов показывает существование двух отчетливых трендов изменения состава (рис. 2А). Один из них соответствует стадии прогрессивной родингитизации, связанной с образованием безводных гранат-клинопироксеновых родингитов внутренних зон. Второй - отражает химические преобразования при регрессивной гидратации ранних родингитовых ассоциаций. Существование подобных трендов изменения ранее отмечалось для родингитов ряда других комплексов [6, 11, 15, 17, 19 и др.] и, по-видимому, является универсальной особенностью метасоматитов изученного типа.

Уровень накопления редкоземельных элементов в родингитах п-ова Камчатский Мыс ниже, чем в аналогах из других офиолитовых комплексов Восточной Камчатки. Спектры распределения РЗЭ (рис. 2Б) исследованных родингитов слабо фракционированы и, за исключением отсутствия выраженной европиевой аномалии, в целом конформны спектрам, полученным для меланократовых разновидностей габбро Оленегорского массива. Так же, как и в случае других офиолитовых комплексов Восточной Камчатки (Карагинского, Кроноцкого и др.) [11], характер

Таблица 1. Относительная распространенность минералов по зонам метасоматической колонки родингитов п-ова Камчатский Мыс, Восточная Камчатка.

минерал	мин. зоны	Clt-Spt оторочка	Родингиты		
			внешняя	промежут.	внутренняя
Клинопироксен			■	■	■
Гранат			■	■	■
Амфибол		95-98	■	■	80-87
Везувиан				■	■
Хлорит		84-91	■	75-79	■
Пренит			■	■	
Пектолит			■	■	
Серпентин		■			
Ст-шпинелид		■	■		

Примечание. Для хлоритов и амфиболов приведены значения

$$mg\# = Mg / (Mg + Fe^{2+} + Mn) \times 100.$$

В таблицах 1,2 и на рисунке 2 приняты следующие сокращения названий минералов: Amph - амфибол; Clt - хлорит; cPx - клинопироксен; Gr - гранат; Pec - пектолит; Pre - пренит; Spt - серпентин; Ves - везувиан

Таблица 2. Химический (мас. %) и катионный состав минералов родингитов п-ова Камчатский Мыс, Восточная Камчатка.

Мин. зоны Минералы	Внутренняя (OBU-3/3)					Промежуточная (OBU-3/2-1)					Внешняя (OBU-3/1)					
	cPx	cPx	Gr	Gr	Ves	cPx	Gr	Ves	Amph	Clт	Gr	Amph	Clт	Clт	Pre	Pec
SiO ₂	53.99	53.24	37.63	37.03	35.89	53.38	36.51	35.39	47.07	32.86	38.23	46.33	34.20	36.52	45.61	52.65
TiO ₂	0.03	0.06	0.00	0.73	1.58	0.14	0.13	5.75	0.70	0.05	0.00	0.00	0.00	0.04	0.22	0.00
Al ₂ O ₃	0.61	1.62	21.03	20.13	16.92	1.95	21.69	15.60	10.05	13.52	19.42	9.63	13.79	10.25	22.55	0.00
FeO*	3.80	6.43	1.73	3.08	3.62	2.85	2.30	3.21	10.68	12.44	4.52	7.27	7.43	9.15	0.19	0.32
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.48	0.01	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	0.20	0.59	0.00	0.00
MnO	0.08	0.66	0.00	0.09	0.00	0.01	0.00	0.00	0.12	0.31	0.00	0.27	0.00	0.03	0.00	0.00
MgO	16.34	13.43	0.05	0.15	2.64	16.36	0.03	2.36	15.83	25.94	0.00	21.33	28.37	26.45	0.00	0.00
CaO	25.80	24.45	38.78	38.10	34.92	25.12	38.70	34.61	12.21	0.78	38.54	12.99	0.11	2.45	27.53	33.91
Na ₂ O	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	1.63	0.00	0.00	0.79	0.00	0.04	0.00	9.16
K ₂ O	0.00	0.03	0.00	0.17	0.02	0.00	0.00	0.01	0.14	0.01	0.01	0.21	0.00	0.01	0.04	0.01
сумма	100.64	100.11	99.22	99.49	95.59	100.30	99.37	96.93	98.62	85.91	100.73	98.82	84.09	85.55	96.15	96.06
Si	1,964	1,976	2,894	2,893	8,703	1,943	2,796	8,476	6,636	6,578	2,987	6,288	6,735	7,216	3,114	6,285
Al ^{IV}	0,026	0,024	0,106	0,107	0,297	0,057	0,204	0,524	1,364	1,422	0,013	1,539	1,265	0,784		
Al ^{VI}	0,000	0,047	1,799	1,745	4,535	0,027	1,753	3,876	0,304	1,765	1,774	0,000	1,933	1,601	1,813	0,000
Ti	0,001	0,002	0,000	0,043	0,288	0,004	0,007	1,036	0,074	0,008	0,000	0,000	0,000	0,006	0,011	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,060	0,000	0,021	0,000	0,000	0,000	0,031	0,092	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,035	0,000	0,110	0,302		0,010	0,431		0,731		0,694	0,625				
Fe ²⁺	0,071	0,200	0,000	0,000	0,734	0,073	0,000	0,643	0,528	2,082	0,000	0,202	1,224	1,512	0,011	0,032
Mg	0,886	0,743	0,006	0,017	0,954	0,888	0,003	0,843	3,327	7,741	0,000	4,316	8,434	7,791	0,000	0,000
Mn	0,002	0,021	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,053	0,000	0,031	0,000	0,005	0,000	0,000
Ca	1,005	0,972	3,196	3,189	9,072	0,980	3,176	8,882	1,844	0,167	3,226	1,889	0,023	0,519	2,014	4,337
Na	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,346	0,000	0,000	0,208	0,000	0,015	0,000	2,120
K	0,000	0,001	0,000	0,031	0,006	0,000	0,000	0,003	0,025	0,003	0,003	0,036	0,000	0,003	0,003	0,002
mg#	0,93	0,79			0,57	0,92		0,57	0,86	0,78		0,96	0,87	0,84		

Примечание. Расчет катионного состава минералов на 6 (O) для клинопироксенов, 12 (O) - граната; 23 (O) - амфибола; 28 (O) - хлорита; 38 (O) - везувиана; 11 (O) - пренита; 18 (O) - пектолита.

$mg\# = Mg / (Mg + Fe^{2+} + Mn) \times 100$. Анализы выполнены на микроанализаторе "САМЕВАХ" в ИВ ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский). Аналитик - В.М.Чубаров. В скобках - номер образца.

распределения РЗЭ свидетельствует об апобазитовой (апогабброидной) природе всех проанализированных родингитов п-ова Камчатский Мыс, что подтверждается и полевыми наблюдениями. Полученные данные позволяют говорить о слабой миграционной подвижности РЗЭ в процессе родингитизации.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Широкое распространение родингитизированных пород в офиолитовых комплексах различных районов мира; их приуроченность к зонам интенсивных дислокаций на контактах с серпентинизированными гипербазитами; отчетливо проявленное, во многих случаях зональное строение; практическое повсеместное развитие минеральных ассоциаций с гидроксилсодержащими минералами - все это определило господствующее среди геологов и петрологов представление о родингитах как контактово-метасоматических образованиях, формирующихся в результате твердофазных биметасоматических реакций в непосредственной связи с процессами серпентинизации [6, 10, 15, 17, 19 и др.]. При этом широко дискутируются вопросы об источнике и механизме насыщения родингитов известью, о месте процессов родингитиза-

ции во временной последовательности вторичных минеральных преобразований пород офиолитовых комплексов, Р-Т условиях минералообразования и особенностях флюидного режима и т.д. В то же время, остается общепринятым положение о сравнительно умеренных (<550°C) температурных условиях метасоматического преобразования исходных пород (главным образом, габброидного состава) в близповерхностной обстановке при участии существенно водного флюида. Появление новых данных о высокотемпературных проявлениях кальциевого метасоматоза в ультраосновных породах [5, 12, 14 и др.] в значительной степени противоречат существующим петрологическим моделям и требуют привлечения дополнительных механизмов для объяснения генезиса родингитов, как например, в палингенно-метасоматической модели родингитизации, развиваемой в работе [11].

Анализ полученных данных в контексте положений этой модели позволяет представить родингитизацию пород офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс в виде двухстадийного процесса. На принципиально различный характер родингитизации в каждую из стадий процесса указывает характер изменения минерального и химического состава

Таблица 3. Химический (мас.%) и редкоземельный (г/т) состав родингитов п-ова Камчатский Мыс, Восточная Камчатка.

Мин.зона	Экзоконтакт		Внешняя		Промежуточная		Внутренняя	
№ обр.	14/8	14/8А	3/1-1	4/1	3/2	4/1-2а	3/2-2а	4/2
Порода*	С	С-Х	Р	Р	Р	Р	Р	Р
SiO ₂	40,37	35,47	37,74	41,15	43,36	43,94	44,76	42,44
TiO ₂	0,21	0,31	0,54	0,43	0,39	0,46	0,39	0,02
Al ₂ O ₃	1,17	15,22	12,47	10,12	10,31	8,98	6,62	4,50
Fe ₂ O ₃	4,62	3,66	2,02	4,25	2,53	2,85	0,69	1,51
FeO	3,49	2,71	8,46	4,14	5,68	4,39	6,19	3,65
MnO	0,09	0,22	0,24	0,19	0,24	0,28	0,22	0,28
MgO	34,67	30,57	12,64	12,24	8,84	11,58	7,84	11,70
CaO	1,06	1,54	20,14	24,11	26,57	25,49	31,32	34,34
Na ₂ O	0,14	0,21	0,67	0,28	0,27	0,82	0,43	0,87
K ₂ O	0,06	0,08	0,13	0,09	0,12	0,09	0,12	0,14
P ₂ O ₅	0,02	0,09	0,22	0,14	0,09	0,14	0,04	0,07
H ₂ O ⁻	0,45	0,12	0,00	0,54	0,15	0,29	0,09	0,05
H ₂ O ⁺	13,21	9,87	4,58	2,87	1,27	1,49	0,74	0,23
сумма	99,56	100,07	99,85	100,55	99,82	100,80	99,45	99,80
La			1,76	1,70	3,48		3,34	2,66
Ce			3,34	3,85	4,90		5,38	4,62
Pr			0,41	0,60	0,58		0,57	0,41
Nd			1,73	3,18	2,22		3,11	1,62
Sm			0,37	0,96	0,54		0,69	0,47
Eu			0,16	0,41	0,19		0,36	0,15
Gd			0,97	1,26	1,02		0,93	0,85
Tb			0,18	0,21	0,20		0,16	0,19
Dy			1,24	1,39	1,64		1,59	1,42
Ho			0,35	0,30	0,43		0,41	0,39
Er			1,12	0,86	1,44		1,56	1,18
Tm			0,12	0,13	0,24		0,22	0,18
Yb			1,13	0,87	1,65		1,39	1,19
Lu			0,22	0,13	0,30		0,26	0,20

Примечание. *Р - родингиты; С - серпентинит; С-Х - серпентин-хлоритовая оторочка. Химические анализы выполнены в ЦХЛ ИВ ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, аналитики: А.М. Округина, Г.В. Лец. РЗЭ определены методом ICP-MS (Юнион-колледж, г. Скенектэди, США), аналитик - К. Халлахер.

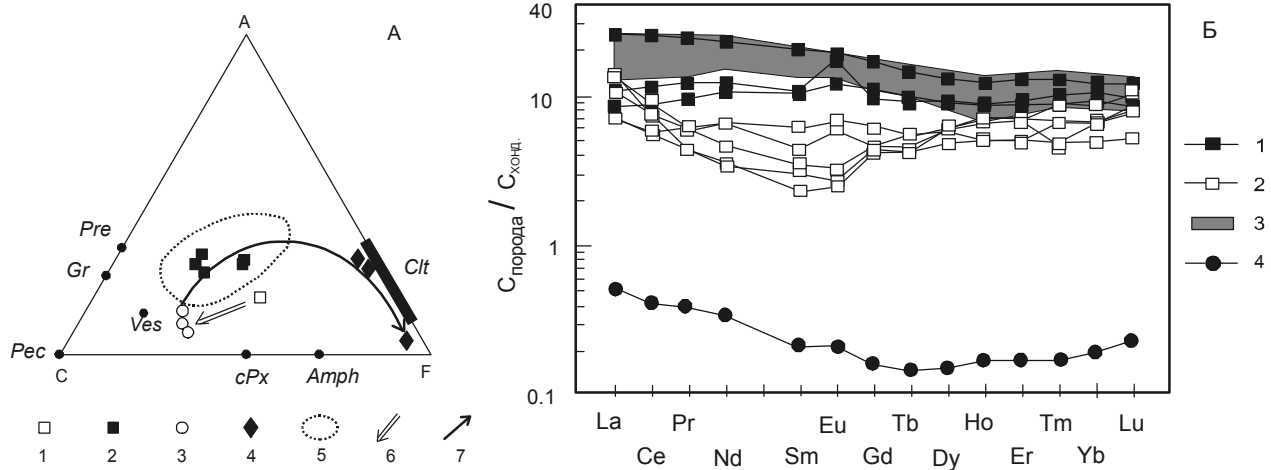


Рис. 2. А. Диаграмма ACF для родингитов п-ова Камчатский Мыс.

1-4 - составы пород: 1 - габброидные включения (среднее из 8 анализов); 2-3 - родингиты: 2 - внутренней зоны, 3 - промежуточной и внешней зон; 4 - серпентин-хлоритовая оторочка; 5 - поле составов родингитов Восточной Камчатки [11]; 6-7 - тренды родингитизации: 6 - прогрессивной стадии, 7 - регрессивной стадии.

Б. Распределение РЗЭ в родингитах п-ова Камчатский Мыс, нормированное по составу углистого хондрита C1 [16].

1-2 - родингиты: 1 - офиолитов В.Камчатки [11], 2 - п-ова Камчатский Мыс [данная работа]; 3 - поле габброидов офиолитовых комплексов Восточной Камчатки [11]; 4 - вмещающие серпентиниты п-ова Камчатский Мыс (среднее из 3 определений).

пород метасоматической колонки изученных родингитов. Авторами предполагается, что основные черты, определяющие своеобразие вещественного состава родингитов, сформировались в раннюю (относительно высокотемпературную) стадию процесса, когда в результате реакционного взаимодействия базитовых включений (протолитов) с вмещающими кристаллическими ультрамафитами происходило насыщение включений кальцием. Представляется весьма вероятным, что основным (и, скорее всего, единственным) механизмом трансформации базитовых включений в подобной геологической обстановке являются процессы фрикционного (обусловленного трением) плавления в результате тектонических подвижек в зонах дислокаций. Существуют несколько возможных причин, приводящих к фрикционному плавлению пород в разломных зонах, но все они так или иначе связаны с механической (и/или химической) дезинтеграцией и перемещением первичных включений. Высвобождающаяся при этом теплота трения является достаточной для разогрева родингитовых протолитов до температуры, при которой начинается их частичное или даже полное плавление [18, 20]. Палингенез базитовых (габброидных) включений под действием теплоты трения, по-видимому, обусловлен свойствами вмещающей среды - кристаллических перидотитов, обладающих существенно более высокой теплоемкостью и, соответственно, температурой плавления, нежели включения. В процессе взаимодействия апопротолитового расплава с вмещающими расплавленными или кристаллическими ультрамафитами происходит накопление извести в базитовых расплавах. Преобразование габброидного вещества в известково-силикатное является результатом биметасоматических реакций нескольких типов, среди которых главные: (1) привнос некоторого количества кальция в протолит до его плавления и (2) химический или механический вынос ряда элементов из палингенно-метасоматического расплава в окружающие ультрабазиты, в результате чего в рестите остается тугоплавкий диопсид или расплав аналогичного состава. Температурный режим биметасоматических, главным образом диффузионных реакций определялся температурой плавления пород основного состава, которая находилась в пределах 900-1100°C [11].

Последующие эпигенетические минеральные преобразования в течение поздней (относительно низкотемпературной) стадии имели, по мнению авторов, в целом изохимический характер (за исключением привноса гидроксил-иона). Они связаны с протеканием обменных метасоматических реакций, в результате которых первично-магматические безводные минералы последовательно замещались все более и более низкотемпературными и гидроксилсодержащими (одна из возможных схем такого замеще-

ния: клинопироксен → амфибол → эпидот → хлорит → пренит). Минеральные преобразования, относящиеся к этой стадии родингитизации, достаточно хорошо изучены экспериментально [9, 10 и др.]. В соответствии с этими данными, температурный диапазон протекания реакций гидратации в родингитах п-ова Камчатский Мыс оценивается в 450-300°C, а состав минеральных парагенезисов свидетельствует об абиссофобном близповерхностном характере процесса [10]. Постепенное снижение температуры минералообразующих реакций при родингитизации исследуемых пород находится в соответствии с общим регрессивным характером метаморфизма ассоциирующих пород (в которых наблюдается постепенный переход от гранатовых амфиболитов к породам альбит-эпидот-амфиболитовой, зеленосланцевой и, в конечном счете, пренит-пумпеллиитовой фаций регионального метаморфизма). Предполагается, что возникновение наиболее низкотемпературных ассоциаций гидроксилсодержащих минералов родингитов (с пренитом, пектолитом и ксонотлитом) связано (синхронно?) со стадией массовой серпентинизации вмещающих ультраосновных пород. В течение более поздних фаз разломообразования и катаклаза как в сформировавшихся родингитах, так и во вмещающих породах возникли мелкие прожилки, заполненные вторичными гидротермальными минералами [7].

Особенности структурного положения и вещественного состава исследованных родингитов свидетельствуют о вполне определенном месте известкового метасоматоза в истории развития офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс. По-видимому, родингиты формировались в одну из ранних фаз тектонической переработки гипербазитов после становления дайкового комплекса, скорее всего, в процессе заложения надвигово-чешуйчатой структуры региона и образования срыва в лежащем боку массива.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. На п-ове Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) родингиты получили распространение в породах массива гипербазитовых пород г.Солдатской. Структурно-геологическая позиция родингитов строго определена: они неизменно приурочены к зонам контакта серпентинитов с разнообразными по составу включениями из тектонического меланжа по восточной периферии лежащего блока массива.

2. По особенностям морфологии тел, вещественного состава, строения метасоматической зональности исследованные родингиты являются аналогами кальциевых метасоматитов, описанных в других офиолитовых массивах Восточной Камчатки, а также офиолитов островодужных систем Востока Азии.

3. Формирование родингитов в породах офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс может быть удовлетворительно объяснено в рамках палингенно-метасоматической модели родингитизации.

Анализ полученных данных в контексте положений этой модели позволяет представить родингитизацию изученных метасоматитов в виде двухстадийного процесса. Для первой стадии характерно высокотемпературное реакционное взаимодействие базитовых включений (протолитов) с вмещающими кристаллическими ультрамафитами, при котором происходит насыщение включений кальцием. Вторая стадия связана с протеканием обменных метасоматических реакций, в результате которых первично-магматические безводные минералы последовательно замещаются все более и более низкотемпературными и гидроксилсодержащими.

Исследования поддержаны Российским фондом фундаментальных исследований (грант 98-05-65659).

ЛИТЕРАТУРА

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки / Зинкевич В.А., Константиновская Е.А., Цуканов Н.В. и др. М.: Наука, 1993. 274 с.
2. Высоцкий С.В. К вопросу о магматической расслоенности в офиолитах островных дуг (на примере полуострова Камчатский Мыс) // Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы Дальнего Востока. Владивосток, 1985. С.46-77.
3. Долматов Б.К., Хотин М.Ю. Формирование допалеогеновых интрузивных комплексов полуострова Камчатский Мыс // Сов. геология. 1969. № 7. С.86-96.
4. Зинкевич В.П., Казимиров А.Д., Пейве А.А., Чураков Ю.В. Новые данные о тектонике полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1985. Т.280, № 4. С. 954-957.
5. Колесник Ю.Н. Высокотемпературный метасоматоз в ультраосновных массивах. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1976. 238 с.
6. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 с.
7. Осипенко А.Б., Сидоров Е.Г. Пектолитовая и ксонотлитовая жильная минерализация в гипербазитовых массивах Восточной Камчатки // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 7. С. 53-58.
8. Пейве А.А. Гипербазиты полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1987. № 2. С. 41-46.
9. Плюснина Л.П., Зарайский Г.П. Экспериментальное моделирование контактово-реакционных процессов в базит-ультрабазитовых комплексах // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319, № 2. С. 475-478.
10. Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г., Зарайский Г.П. Физико-химические условия формирования родингитов по экспериментальным данным // Петрология. 1993. Т. 1, № 5. С. 557-568.
11. Селиверстов В.А., Осипенко А.Б. Петрология родингитов Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 1998. 124 с.
12. Селиверстов В.А., Осипенко А.Б., Сидоров Е.Г. Родингиты в породах щелочно-ультраосновной вулканической формации Валагинского хребта, Восточная Камчатка и их петрологическое значение // Вулканология и сейсмология. 1999. № 2. С. 29-44.
13. Федорчук А.В. Внутренняя структура офиолитов Камчатского Мыса (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306, № 4. С. 944-947.
14. Challis G.A. High temperature contact metamorphism at the Red Hills ultramafic intrusion - Wairau Valley // J. Petrology. 1965. V. 6. P.395-419.
15. Dubinska E. Rodingites of the eastern part of the Jordanow-Gogolow serpentinite massif, Lower Silesia, Poland // Can. Mineral. 1995. V.33. P. 585-608.
16. Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. Rare-earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. V.42. P. 1199-1212.
17. Katoh T., Niida K. Rodingites from the Kamuikotan tectonic belt, Hokkaido // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV. 1983. V. 20, N 2/3. P. 151-169.
18. Magloughlin J.F. Microstructural and chemical changes associated with cataclasis and frictional melting at shallow crustal levels: the cataclasis-pseudotachylyte connection // Tectonophysics. 1992. V. 204, N 3/4. P.243-260.
19. Sivell W.J., Waterhouse J.B. The geochemistry, origin, and tectonic significance of rodingites from the Dun Mountain Ultramafics, D'Urville Island, New Zealand // N.Z. J. Geol. Geophysics. 1986. V.29. P.9-27.
20. Spray J.G. A physical basis for the frictional melting of some rock-forming minerals // Tectonophysics. 1992. V. 204, N 3/4. P. 205-222.

Поступила в редакцию 18 августа 1998 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

A.B.Osipenko, L.P.Anikin, Yu.M.Stefanov

Rodingites of the Kamchatka Cape, Eastern Kamchatka

New data on peculiarities of geological setting and composition are presented for contact calc-silicate metasomatites – rodingites, associated with serpentinitized ultramafics of the Kamchatka Cape Peninsula ophiolite complex. Morphology of occurrences, chemical and mineralogical composition of the studied metasomatites are similar to analogous from different ophiolite complexes of Eastern Kamchatka. As proposed, process of rodingitization has a distinct two-staged character. At the early stage, high-temperature mafic inclusion/host ultramafic interaction occurred, followed by calcium saturation of protoliths. The last-stage epigenetic mineral alteration was isochemically proceeded (except for the hydroxyl-ion enter) and represented mainly by successive substitution of initial H₂O-free mineral assemblages to H₂O-bearing mineral parageneses.