

А.И. Русин, Д.В. Ворошук, Х. Аустрхайм, И. Глодни

**ДИНАМИКА КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПОРФИРОБЛАСТА
ГРАНАТА В РЕЖИМЕ ДЕКОМПРЕССИИ
(МАРУНКЕУСКИЙ КОМПЛЕКС, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)**

Наличие преимущественно водного флюида является обязательным условием высоко- и сверхвысокобарического метаморфизма коровых комплексов пород [Egamber, Austrheim, 1993; Harley, Carswell, 1995]. Прямым материальным свидетельством этого служат гидроксилсодержащие минералы (богатые Si фенгиты, клиноцоизит/цоизиты, магнезиохлоритоиды, хлориты и др.), часто отмечаемые в виде включений в гранатах и цирконах. Особенности их состава и ассоциация с включениями высокобарических безводных минералов (козсит, омфациит, кианит, рутил и др.), а также экспериментальные данные и термодинамические расчеты показывают, что в центральных частях (ядрах) порфиробластов сохраняются парагенезисы, содержащие информацию о барических условиях около пика метаморфизма. Краевые части зерен граната во многих случаях характе-

ризуются изменениями состава, связанными с температурными преобразованиями [Vanno, Anami et al., 2000; Egamber, Austrheim, 1993; O'Brien, 1997; Page et al., 2001 и др.]. Именно поэтому прогрессивные ветви P-T-t траекторий высокобарического метаморфизма в большинстве случаев не приводятся либо основываются на умозрительных рассуждениях, а не прецизионных данных термобарометрии. Дефицит водного флюида или его отсутствие создают кинетические барьеры метаморфических реакций, что отражается в их незавершенности, развитии коронитовых структур, сохранности доэплогитовых парагенезисов, а иногда и переслаиванию пород с PT-характеристиками различных фаций. Такая ситуация характерна для марункеуского эклогит-гнейсового комплекса Полярного Урала.

Широкое развитие в марункеуском комплексе кварц-полевошпатовых и амфиболсодер-

жащих пород, разнообразных жильных образований, а также белых слюд, не только в кремнекислых гнейсах, но и в метабазитах (амфиболитах, эклогитах), допускало возможность предположений о контроле эклогитового метаморфизма зонами тектонических деформаций и интенсивном проявлении постэклогитовых метаморфических преобразований, определяемых как гранитизация, диафорез и кислотное выщелачивание (Ленных, Вализер, 1980; Удовкина, 1971). Полевые наблюдения, микронзондовое изучение породообразующих минералов, а также прецизионные геохронологические исследования позволили сделать ряд новых выводов (Руин и др., 2001; Glodny, Austrheim et al., 1999). Было установлено, что не только безводные, но и гидроксилсодержащие минералы из различных типов эклогитов, кварц-полевошпатовых гнейсов, гидротермальных и метасоматических жил обладают составами, указывающими на высокобарические условия их образования (14–17 кбар). Развитие их контролируется наличием флюидной (водной) фазы, высокая силикатная растворимость в которой при высоком давлении способна вызывать метасоматические преобразования. В деформационных зонах и в участках с высокой флюидонасыщенностью межзерновых пространств метаморфические реакции проходят полностью, а при дефиците флюида оказываются незавершенными. Именно поэтому использование геотермометров дает значительные колебания (525–690°C), которые обычно рассматриваются как свидетельство регрессивных или диафорических процессов. Однако, четкая Rb-Sr изохронная зависимость

пород и минералов кварц-фенгитовых, кварц-фенгит-цоизитовых и других жил, кварц-полевошпатовых гнейсов, амфиболитов, метасоматических и других типов эклогитов свидетельствует об одновременности их образования и ограничивает время эклогитового метаморфизма значением 358 ± 3 млн лет. Это не исключает полифазности деформационных и метаморфических преобразований в условиях эклогитовой фации, которые не были растянуты во времени на сотни миллионов лет (Ленных, Вализер, 1980; Удовкина, 1971), а ограничивались узким временным интервалом и были связаны с коллизией на границе девона/карбона. Геологически кратковременным эпизодом можно считать и время охлаждения, связанное с декомпрессией или эксгумацией марункеуского комплекса, которое по радиоизотопным данным составляет 6 млн лет или меньше (Glodny, Austrheim et al., 1999).

Минералогические свидетельства процесса выведения марункеуского комплекса из области эклогитового метаморфизма обнаружены нами в гранатовом эпидозите с ручья Хабакова. Это тонкозернистая порода желтоватого цвета с порфиробластами граната ошибочно всеми участниками международной Полярно-уральской экспедиции была принята за дунит. Петрографическое ее изучение показало, что она сложена преимущественно мелкими зернами эпидот-цоизитовых минералов со скоплениями землистого агрегата сфена, часто приуроченными к относительно редким выделениям зерен амфибола, и включающая порфиробласты граната, размером до 3–5 мм (рис. 1, 2). Примечательная ее особенность – это резкая кон-

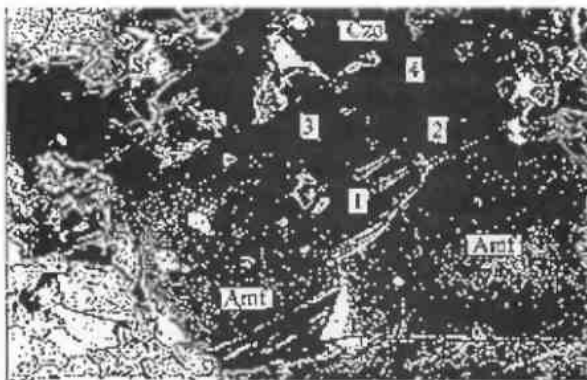


Рис. 1. Агрегат зерен амфибола с включениями клиноцоизита в сфен-клиноцоизитовом матрице.

Точками отмечены микронзондовые анализы.

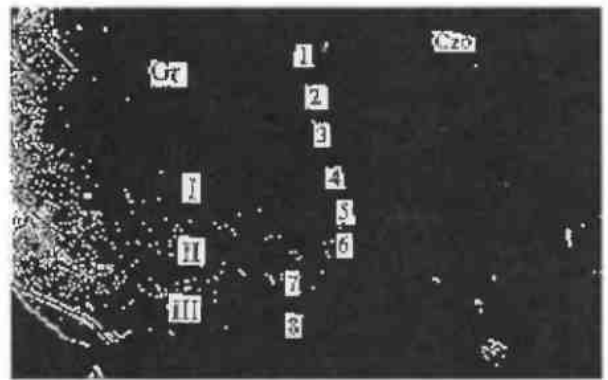


Рис. 2. Фрагмент зонального порфирокаста граната.

Римскими цифрами отмечены дискретные зоны, точками – микронзондовые анализы.

Таблица 1

Микрозондовый анализ минералов гранатового эпидозита

Компо- ненты	Гранат						Амфибол				Клино- цоизит в амфи- болах	Сфен		
	Ядро		I зона - внутренняя		II зона - промежуточная		III зона - внешняя кайма		Центр				Край	
	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2			3	4
SiO ₂	37.995	37.833	37.370	36.997	37.327	37.542	36.825	37.084	48.623	49.901	49.099	48.516	37.534	29.928
TiO ₂	0.093	0.068	0.052	0.045	0.107	0.096	0.082	0.072	0.116	0.057	0.091	0.140	0.060	35.633
Al ₂ O ₃	20.260	20.377	19.865	19.544	19.327	19.319	19.166	19.337	5.782	4.293	5.013	5.327	23.355	2.408
FeO	22.878	22.701	23.126	22.454	24.219	23.282	24.750	23.230	17.137	16.038	16.711	16.921	12.391	0.970
MnO	2.751	2.570	3.205	3.265	2.720	2.791	2.396	3.005	0.204	0.182	0.172	0.186	0.087	0.009
MgO	2.640	2.635	1.701	1.479	1.122	1.100	0.089	1.161	11.887	12.164	12.031	11.806	Не обн.	Не обн.
CaO	13.784	14.048	14.222	15.247	14.741	15.109	14.543	14.746	11.524	11.888	11.831	11.967	23.699	28.667
Na ₂ O	Не обн.	0.037	0.009	Не обн.	Не обн.	0.060	0.022	Не обн.	1.632	1.126	1.286	1.490	Не обн.	0.039
K ₂ O	Не обн.	0.005	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.035	0.008	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Сумма	100.40	100.28	99.550	99.068	99.563	99.299	98.521	98.635	96.940	95.658	96.234	96.352	97.125	97.653
Формульные коэффициенты														
Si	2.977	2.964	2.970	2.953	2.980	2.999	2.978	2.984	7.203	7.482	7.326	7.266	2.975	0.985
Al ^{IV}	0.023	0.036	0.030	0.047	0.020	0.001	0.022	0.016	0.797	0.518	0.674	0.734	0.025	0.015
Al ^{VI}	1.848	1.845	1.831	1.792	1.798	1.818	1.805	1.818	0.213	0.241	0.208	0.206	2.157	0.078
Ti	0.005	0.004	0.003	0.003	0.006	0.006	0.005	0.004	0.013	0.006	0.010	0.016	0.004	0.985
Fe ³⁺	0.147	0.145	0.134	0.200	0.195	0.168	0.187	0.178	0.441	0.212	0.302	0.239	0.821	0.027
Fe ²⁺	1.352	1.342	1.371	1.299	1.422	1.387	1.487	1.385	1.682	1.799	1.783	1.880	Не обн.	Не обн.
Mn	0.183	0.171	0.216	0.221	0.184	0.189	0.164	0.205	0.026	0.023	0.022	0.024	0.006	Не обн.
Mg	0.308	0.308	0.202	0.176	0.133	0.131	0.089	0.139	2.625	2.719	2.676	2.636	Не обн.	Не обн.
Ca	1.157	1.179	1.211	1.304	1.261	1.293	1.260	1.271	1.829	1.910	1.891	1.920	2.013	1.011
Na	Не обн.	0.006	0.001	Не обн.	Не обн.	0.009	0.003	Не обн.	0.469	0.327	0.372	0.433	Не обн.	0.002
K	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.007	0.002	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
F, ат. %	83.0	82.8	88.4	89.5	92.4	92.2	95.0	91.8	44.7	42.5	43.8	44.6	27.3	Не отр.

Компонентный состав зонального порфиробласта граната

Зоны и № замера	Пироп	Альмандин	Спессартин	Са-компонент	Fe+Mg/Ca+Mn
Ядро - 1	10.3	45.0	6.1	38.6	1.35
Ядро - 2	10.3	44.7	5.7	39.3	1.33
I - 3	6.7	45.7	7.2	40.4	1.22
I - 4	5.9	43.3	7.4	43.5	1.08
II - 5	4.4	47.5	6.1	42.0	1.21
II - 6	4.4	46.2	6.3	43.1	1.14
III - 7	3.0	49.5	5.5	42.0	1.24
III - 8	4.6	46.2	6.8	42.4	1.15

трастная зональность граната. Гранаты с таким типом зональности в очень тонких (до 20 мкм) каемках рассматриваются как одно из наиболее представительных минералогических свидетельств быстрой (1–6 см/год) эксгумации высокобарических комплексов (Добрецов и др., 1998; Banno, Epami et al., 2000; O'Brien, 1997).

Изучение химического состава минералов и зональности в гранате, выполненное на микроанализаторе Camebax (Университет г. Уппсала, Швеция, оператор Н. Hammarstrom), выявило ряд интересных особенностей (табл. 1), заслуживающих обсуждения. Обращает на себя внимание повышенные содержания Al_2O_3 в сфене и пистацитового компонента в клиноцоизите. К сожалению, состав клиноцоизита был определен только для включения в центральной части зерна амфибола, поэтому количественная оценка условий образования ($P=7$ кбар, $T=600-650^\circ C$), в соответствии с реакцией сфен + клиноцоизит = гроссуляр + рутил + кварц + H_2O [10], может указывать на промежуточную стадию декомпрессии. Скорректировать данные по содержанию Na(M4) в амфиболе, имеющем переходный состав между актинолитовой и магнезио-роговой обманкой, не удается, так как давление по значению этого параметра не может превышать 3–4 кбар. Использование амфибол-гранатового термометра для центральной части зерен дает значение $610-630^\circ C$, а для краевых – около $400^\circ C$. Эти оценки, которые можно рассматривать как ориентировочные, вместе с тем указывают на регрессивную тенденцию изменения давления и температуры.

Наибольшую ценность составляют данные микрозондовых анализов порфиробласта

граната (табл. 1, 2). В нем отчетливо выражено ядро и новообразованная кайма шириной около 100 мкм, разделяемая прямолинейными линиями на три зоны, параллельные граням кристалла (рис. 2). Ядро, содержащее включения клиноцоизита, характеризуется однородным гроссуляр-альмандиновым составом с общей железистостью 83 ат.%. Гранаты такого состава были обнаружены нами только в плагиогранитоидах и кварц-полевошпатовых гнейсах марункеуского комплекса, изофациальных эклогитам (Русин и др., 2001). В новообразованной кайме порфиробласта в целом проявлена регрессивная по температуре зональность, выражающаяся в уменьшении от I-й к III-й зоне содержания пироба и увеличении – альмандина, спессартина и Са-компонента. Однако, отмеченные изменения происходят не постепенно, а резко дискретно, что выражается в четком прерывистом изменении минерального состава на границах зон. Динамика этого процесса наиболее наглядно выражается в отношении $Fe+Mg/Ca+Mn$ (табл. 2). Это отношение в ядре граната равно 1.35–1.33 а.е., а в кайме оно понижается, но в начале каждой зоны остается практически постоянным – 1.22–1.24 а.е. и уменьшается в конце зон (I – 1.8; II – 1.14; III – 1.15).

Отмеченные закономерности в развитии дискретной зональности граната можно связать с пульсационным поступлением флюида с постоянной концентрацией катионов. Уменьшение отношения катионов с мелкими и крупными ионными радиусами в конце каждой зоны хорошо согласуется с минеральным составом, отражающим падение температуры, а закономерное увеличение

содержания крупных ионов в структуре граната с режимом декомпрессии или разгрузкой.

Исследования проведены при финансовой поддержке Фонда Нансена (Норвегия), Программы Европроба и гранта РФФИ – 00-15-98517.

Список литературы

Добрецов Н.Л., Тениссен К., Смирнова Л.В. Структурная и геодинамическая эволюция алмазсодержащих метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // Геология и геофизика, 1998. Т. 39. № 12. С. 1645–1666.

Ленных В.И., Вализер П.М. Гранаты эклогитов и глаукофановых сланцев Полярного и Южного Урала // Гранаты метаморфических комплексов Урала. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1980. С. 22–37.

Русин А.И., Аустрхайм Х., Глодни И. Метагранитоиды и кварц-полевошпатовые гнейсы в эклогитовой фации (хр. Марун-Кеу, Полярный Урал) // Ежегодник-2000. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. С. 90–98.

Удовкина Н.Г. Эклогиты Полярного Урала. М.: Наука, 1971. 192 с.

Banno S., Enami M., Hirajima T. et al. Decompression P-T path of coesite eclogite to granulite from Weihai, eastern China // Lithos, 2000. V. 52. P. 97–108.

Eramber M., Austrheim H. The effect of fluid and deformation on zoning and inclusion patterns in poly-metamorphic garnets // Contrib. Mineral. Petrol., 1993. V. 115. P. 204–214.

Glodny J., Austrheim H., Montero P., Rusin A. The Marun-Keu metamorphic complex, Polar Urals, Russia: Protolith ages, eclogite facies fluid-rock interaction, and exhumation history // EUG 10. J. Conf. Abstracts. Strasbourg, 1999. P. 80.

Harley S.L., Carswell D.A. Ultradeep crustal metamorphism: A prospective view // J. Geophys. Res., 1995. V. 100. N B5. P. 8367–8380.

O'Brien P.J. Garnet zoning and reaction textures in overprinted eclogites, Bohemian Massif, European Variscides: A record of their thermal history during exhumation // Lithos, 1997. V. 41. N 1–3. P. 119–133.

Page F.Z., Essene E.J., Mukasa S.B. Thermobarometry of eclogites from the Eastern Blue Ridge, North Carolina // GSA Annual Meeting, November 5–8, 2001. Boston, Massachusetts.