

ХИМИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ГРАНАТОВ – ПОКАЗАТЕЛЬ УСЛОВИЙ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Сильянов С.А.

Научный руководитель проф., канд. геол.-минерал. наук Звягина Е.А.

Сибирский федеральный университет

Институт горного дела, геологии и геотехнологий

Наиболее полное представление об обстановке минералообразования несет химический состав минерала и неоднородность распространения того или иного компонента в нем. Как известно, отложение вещества на геохимическом барьере происходит с определенной скоростью, соответственно, стадии минералообразования отражаются в составе индивида. Вследствие этого может формироваться химическая зональность, мозаичность или иная неоднородность минерала. Д.П. Григорьев по этому поводу заметил, что макростроение минералов замечалось по физическим особенностям – по окраске, другим кристаллооптическим свойствам, по распределению включений, при том, что строительные части были непременно различны и по химическому составу. По его словам, химическая зональность минералов общеизвестна и достигает иногда такой амплитуды, что в одном индивиде оказывается представленной разными зонами чуть ли не полная серия твердых растворов [2]. В свете этого видится необходимость детального изучения химического состава индивидов в группах минералов, отличающихся многокомпонентным и переменным составом.

Гранаты относятся к тем немногочисленным метаморфическим минералам, по составу или изменению состава которых можно судить об условиях метаморфизма. Альмандин является главным компонентом метаморфических гранатов. Богатые гроссуляром гранаты характерны только для карбонатных пород и метасоматических образований, связанных с процессами метаморфизма. Пироповый минерал является хорошим индикатором вариаций температур и давлений. Для низко- и среднетемпературных условий метаморфизма характерны весьма низкие содержания MgO, не превышающие, как правило, 3-4 %. Увеличение пиропового компонента отражает повышение температуры и (или) давления. Содержание пиропы в метаморфических гранатах редко достигает 40-50 % и только в условиях очень высоких температур и (или) давлений при метаморфизме. Богатые спессартином гранаты (до 15-25 % MnO) наиболее характерны для низкотемпературных фаций метаморфизма.

Зональность гранатов является важным признаком, позволяющим оценить изменение термодинамических условий метаморфизма. Для оценки термодинамических факторов метаморфизма рудного поля было выполнено 144 анализа краевых и 161 анализ центральных зон граната. Микрорентгеноспектральный анализ выполнен на микрозонде Camebax Micro в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск). Пересчет химического состава образцов на кристаллохимические формулы произведен катионным методом. На основании полученных формульных коэффициентов рассчитан минеральный состав образцов гранатов.

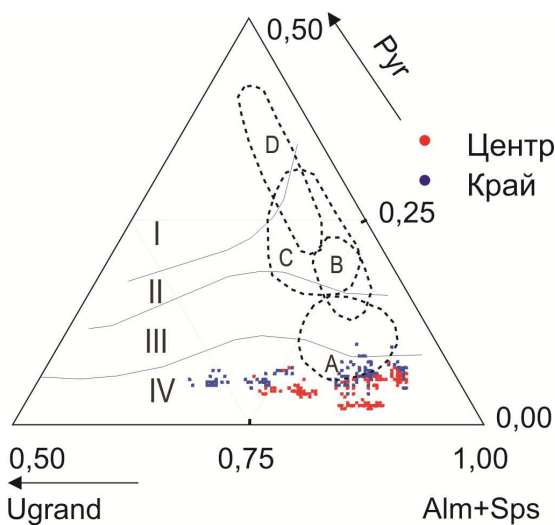


Рис. 1. Состав гранатов на диаграмме Д.А. Великославинского (1972). Поля составов граната метаморфизма кианитового типа: I – гранулитовая фация, II – зона силлиманита, III – зона ставролита, IV – зона граната; поля составов граната метаморфизма андалузитового типа: A – зона ставролита, B – зона первого силлиманита, C – зона второго силлиманита, D – зона гиперстена

Разделение центральных и краевых зон показывает, что формирование всех зерен происходило в зоне граната кианитового типа. Однако некоторое количество зерен могло заканчивать свой рост уже в зоне ставролита андалузитового типа. На диаграмме А.И. Сизых (1987) [6] образцы разместились в зоне, отвечающей эпидот-амфиболитовой фации (рис. 2). Причем, распределение образцов на диаграмме показательно также в плане разделения условий зарождения зерен и условий окончания их роста. Анализы краевых и центральных зон расположены субпараллельно относительно друг друга, краевые зоны ориентированы в сторону увеличения степени метаморфизма. Это свидетельствует о незначительном повышении температуры и давления на заключительных стадиях образования зерен.

В некоторых участках рудного поля в гранатах отмечается повышенное содержание СаО (до 23,6 % грандитового минала), свидетельствующее о метасоматическом изменении вмещающих пород [3], либо о повышении давления при метаморфизме. На прогрессивных стадиях метаморфизма осадочных толщ создается значительное увеличение доли флюида, за счет непрерывной дегидратации. В частности, В.В. Хлестов показал, что при

Анализ классификационной диаграммы состава гранатов показывает, что центры большинства исследованных образцов имеют преимущественно спессартин-альмандиновый состав, в то время как краевые зоны образцов тяготеют к альмандиновому составу. Гроссуляр-альмандиновый и гроссуляр-спессартин-альмандиновый состав в равной степени присущ как краевым, так и центральным зонам. Как видно, образцы имеют в своем составе главным образом спессартин и альмандин, к тому же, от центра к краю содержание альмандина увеличивается. Вероятно, в процессе роста зерен степень метаморфизма возрастала [3].

Размещение образцов на диаграмме Д.А. Великославинского (1972) плотное, подавляющее большинство точек расположено ниже границы зоны ставролита и субпараллельно ей, т.е. развитие и рост зерен происходили в зоне граната кианитового типа (рис. 1).

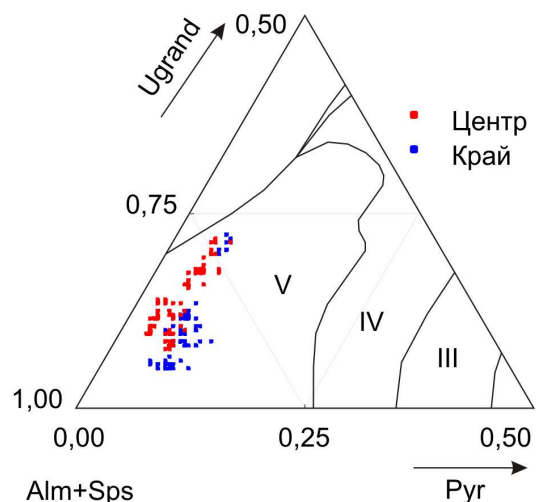


Рис. 2. Состав гранатов на диаграмме А.И. Сизых (1987). Поля составов граната: III – силлиманит – альмандин – ортоклазовой субфации, IV – дистен-альмандин-мусковитовой и ставролит-дистен-альмандиновой субфации амфиболитовой фации, V – эпидот-амфиболитовой фации

длительном прогрессивном метаморфизме могут развиваться значительные давления флюида, превышающие литостатические [4].

Изучение изменения среднего химического состава от центра к краям показывает, что, в целом, для образцов свойственна прямая изохимическая зональность. Зональность такого рода определяется возрастанием содержания FeO и MgO от центра кристалла к периферии, при одновременном падении MnO и росте магнезиальности. Действительно, по данным средних значений (центральные зоны: Alm – 62 %, Pyg – 4,5 %, Sps – 21,5 %, магнезиальность – 0,03; краевые зоны: Alm – 69 %, Pyg – 6,2 %, Sps – 11,2 %, магнезиальность – 0,05) обнаруживается прямой тип зональности. Зональность отнесена к изохимической на основании несопряженного изменения содержания MnO и MgO. Прямая зональность, отражает прогрессивность метаморфических реакций, в результате которых состав граната смещается в сторону разностей, бедных спессартином. Этот факт подтверждает приведенные выше гипотезы о повышении температуры и давления при росте зерен граната [1].

Все изученные микрондовые профили зерен граната можно условно разделить на два типа: с прямой и сложной зональностью. Гранаты прямой зональности характеризуются типичным уменьшением содержания MnO, скомпенсированным увеличением FeO от центра к краям зерна. В этом типе выделяются два подтипа усложненной прямой зональности: с асимметрией основного «горба», а также, профили с повышенным содержанием FeO в ядре. В профилях сложной зональности можно выделить так называемый нетривиальный вид. Гранаты этого вида характеризуются явной «пилообразной» зональностью. Сюда же можно отнести профили гранатов, ядра которых имеют прямой тип зональности, в то время как к краям зерен наблюдается увеличение содержания MnO, т.е. к краю зерна происходит смена прямой зональности на обратную.

По данным О.В. Авченко прямой тип зональности указывает на возрастание степени метаморфизма и соответствует породам низких и средних ступеней метаморфизма, что объясняется следующим образом. При низких температурах метаморфизма времени его недостаточно для гомогенизации граната, т.е. скорость перемещения внешних граней кристалла, растущих за счет реакций с внешней средой, больше скорости диффузии компонентов, поступающих из внутренних зон к периферии кристалла или снаружи во внутренние зоны, следовательно, формируется химическая зональность гранатов. С увеличением температуры метаморфизма возрастает скорость диффузии компонентов, что приводит к гомогенизации гранатов и исчезновению зональности, сформированной на предыдущих низкотемпературных этапах метаморфизма.

Таким образом, породы рудного поля были подвергнуты региональному метаморфизму кианитового типа эпидот-амфиболитовой фации. Температурный диапазон, отвечающий прямой зональности, составляет 300-650°C, при давлениях от 3 кбар. Более точное определение температур и давлений возможно по геологическим термобарометрам. Однако, для исследований с их помощью необходима информация о химизме других минералов переменного состава.

Литература

1. Авченко О.В. Петрогенетическая информативность гранатов метаморфических пород. М.: Наука, 1982. – 104 с.
2. Григорьев Д. П. Рассуждения о минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 1998. – 88 с.
3. Дир У.А., Хауи Р.А., Зуссман Дж. Породообразующие минералы. Перевод с английского П.П. Смолина, В.И. Финько. Под редакцией В.П. Петрова. М., «Мир», 1965. – 372 с.

4. Добрецов, Н. Л. Фации метаморфизма / Н. Л. Добрецов, В.В. Ревердатто, В.С. Соболев, В.В. Хлестов и др. М.: Недра, 1972. – 432 с.
5. Перчук Л.Л., Лаврентьева И.В., Аранович Л.Я. и др. Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма. М.: Наука, 1983. – 197 с.
6. Сизых А.И. Докембрий Бирюсинского метаморфического пояса. – Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1987. – 240 с.
7. Сизых А.И., Буланов В.А. Кристаллохимизм породообразующих минералов: Учеб. пос. – Иркутск: Иркут. Ун-т, 2005. – 218 с.