

О. С. Сибелев

ДЕКОМПРЕССИОННЫЕ СИМПЛЕКТИТЫ В АПОЭКЛОГИТАХ ГРИДИНСКОЙ ЗОНЫ МЕЛАНЖА (Беломорский подвижный пояс)

Введение

Оценка параметров метаморфизма и их изменений во времени и пространстве представляет собой важную петрологическую задачу, решение которой особенно актуально при изучении таких сложно построенных полиметаморфических мегакомплексов, как Беломорский подвижный пояс (БПП). При моделировании РТt-трендов метаморфизма большое значение имеет не только выявление равновесных парагенезисов и определение условий их формирования, но и исследование реакционных соотношений минералов и минеральных ассоциаций, дающих ценную информацию о термодинамической направленности метаморфического процесса. Во всем многообразии встречающихся в породах БПП реакционных микроструктур (друзитовые, коронарные, псевдоморфные и т. д.) большой интерес вызывают метаморфогенные симплектитовые срастания, играющие роль индикаторов меняющихся внешних условий. В данной статье на основе методов парагенетического анализа рассматриваются некоторые симплектиты Гридинской зоны меланжа, изучавшиеся с целью выяснения механизма их формирования и возможности использования в качестве структурно-петрографических маркеров режима декомпрессии.

Симплектит, или синантетические образования (Sederholm, 1916) – взаимное прораствание двух (реже трех) минералов с минимально возможным числом компонентов (Петрографический..., 1981). Термин является общим для широкого круга структур различного генезиса. Причинами формирования таких структур могут быть распад твердых растворов, эвтектическая кристаллизация остаточных расплавов (гранофиры), метасоматоз и даже депротонизация и окисление (оливина) (Хисина и др., 2009). В метаморфических породах наиболее распространены симплектитовые и диабластовые срастания, возникающие при твердофазных реакциях, протекающих в условиях повышения температуры или падения давления.

Плагноклаз-клинопироксеновые симплектиты

Наиболее известные и, пожалуй, наиболее детально изученные – плагноклаз-клинопироксеновые симплектиты по омфациту (например, Myson, Giffin,

1973; Joanny et al., 1991; Кориковский и др., 1997 и др.), наблюдаемые в эклогитах и эклогитоподобных породах. В БПП они фиксируются в областях проявлений эклогитового метаморфизма Гридинской зоны тектонического меланжа, в районах Салмы, пос. Полярные Зори, г. Куру-Ваара и др.

Необходимо отметить, что находки в БПП неогархейских коровых эклогитов, которые к настоящему времени остаются древнейшими в мире (Володичев, 1990; Бибикина и др., 2003; Володичев и др., 2004; Щипанский и др., 2005; Konilov et al., 2004), изменили наши представления о формировании ранней континентальной коры и геодинамике архея, потому столь высок интерес исследователей к этим образованиям (Слабунов, Володичев, 2002; Сибелев и др., 2004; Володичев и др., 2005; Травин, Козлова, 2005; Слабунов, 2008 и др). Подавляющее большинство авторов, рассматривающих беломорские эклогитовые породы с петрологической точки зрения, сходятся во мнении, что плагноклаз-клинопироксеновые симплектиты образовались в условиях эксгумации, т. е. падения давления. Исключение составляет работа (Япаскурт, Плечев, 2004), в которой делается вывод о прогрессивном характере симплектитообразования. Он основан, главным образом, на суждениях авторов об отсутствии в БПП архейских эклогитов и отсутствии в исследованных образцах жадеитовой компоненты в клинопироксенах. В последнее время, когда выявлены многочисленные проявления неогархейских эклогитов с содержанием жадеита в клинопироксене до 40%, этот вывод представляется небесспорным. Сама последовательность минералообразования, наблюдаемая в шлифах, свидетельствует о том, что симплектиты формировались позднее, в виде келифитовых кайм вокруг реликтовых эклогитовых ($\text{Grt}^{25-32} - \text{Omp}_{27-31}$)* парагенезисов.

* В статье приняты следующие сокращения названий минералов: Ab – альбит, An – анортит, Aug – авгит, Bt – биотит, Cpx – клинопироксен, Czo – клиноцоизит, Di – диопсид, Ed – эденит, Fe-Ed – ферроэденит, Grt – гранат, Hbl – роговая обманка, Jd – жадеит, Omp – омфацит, Or – ортоклаз, Mg-Hbl – магнизиальная роговая обманка, Pl – плагноклаз, Prg – паргасит, Qz – кварц, Zo – цоизит.

При интенсивных декомпрессионных преобразованиях клинопироксен псевдоморфно замещается роговой обманкой (Mg-Hbl, Prg, Fe-Ed), а вокруг плагиоклаз-клинопироксеновых агрегатов и граната формиру-

ются амфиболовые каймы и затем плагиоклаз-амфиболовые диабласти (рис. 1). Как правило, они крупнее и по рисунку заметно отличаются от микроструктуры плагиоклаз-клинопироксенового симплектита.

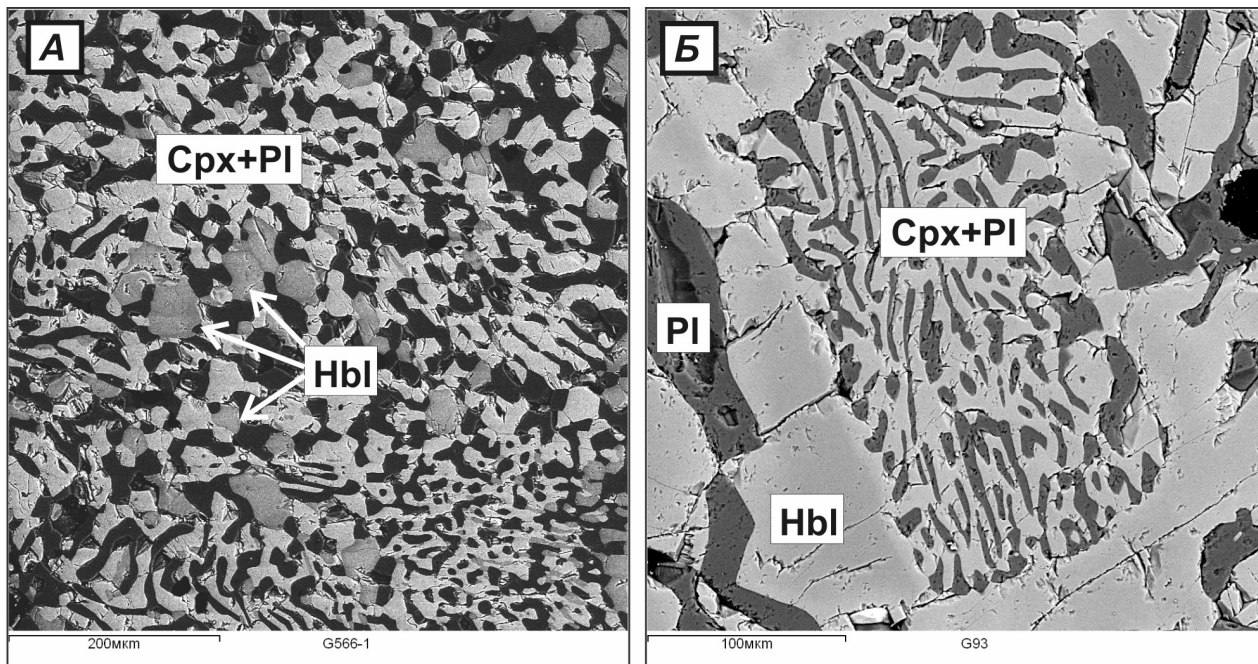


Рис. 1. Примеры развития симплектитов в постэклогитовых породах: замещение клинопироксена роговой обманкой в виде псевдоморфоз (А) и сплошной келифитовой каймы вокруг Срх-Pl симплектита, сформированного по призматическому зерну раннего клинопироксена (Б) (микрофотографии в отраженных электронах)

Диабластовые срастания роговой обманки с плагиоклазом в первую очередь отделяют гранат от клинопироксена, при этом нередко можно наблюдать коронитовые каймы по периферии гранатовых порфиробластов (рис. 2). Последние резорбируются.

Петрографические наблюдения, отражающие реакционные соотношения минеральных ассоциаций, хорошо иллюстрируются с помощью диаграммы АСF, где $A = Al + Fe^{3+} - (Na+K)$; $C = Ca$; $F = Fe^{2+} + Mg + Mn$. На рис. 3 показаны парагенезисы неоархейских эклогитов р-на с. Гридино и их декомпрессионная эволюция, которая, в главных чертах, не отличается от эволюции палеопротерозойских эклогитов по габброидам (Сибелев, 2008).

Эклогитовый парагенезис (рис. 3, А) показан на основе имеющихся определений составов омфациита и граната. Очевидно, что эти составы могут не соответствовать «пиковым» условиям неоархейского эклогитового метаморфизма. Скорей всего, и содержание жадеита в клинопироксене, и пироповая составляющая граната были выше. Неясно, присутствовал ли в «первичном» парагенезисе плагиоклаз. На диаграмме нанесен его гипотетический состав (40% An), который иногда фиксируется в измененных эклогитах. В отдельных случаях в эклогитизированных базитах отмечается кианит. Он никак не влияет на реакции симплектитообразования и парагенетичен лишь с плагиоклазом,

гранатом и при более низких РТ-параметрах – с биотитом.

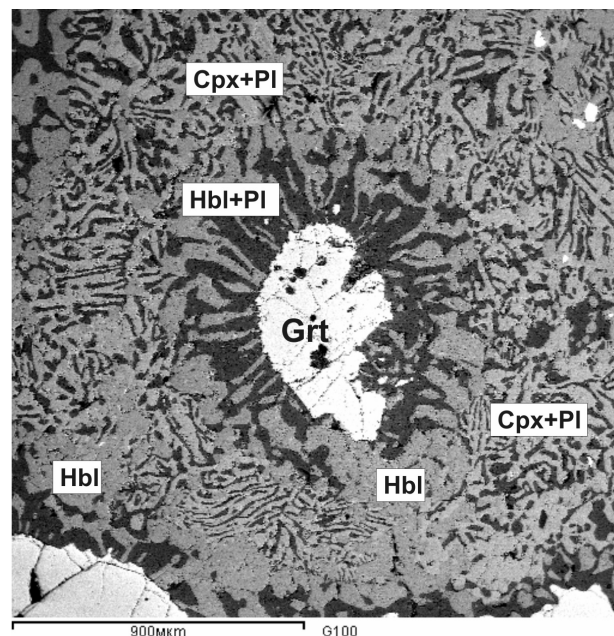


Рис. 2. Развитие кайм роговой обманки вокруг клинопироксен-плагиоклазовых симплектитов и образование амфибол-плагиоклазовых коронарных симплектитовых структур вокруг граната (микрофото в отраженных электронах)

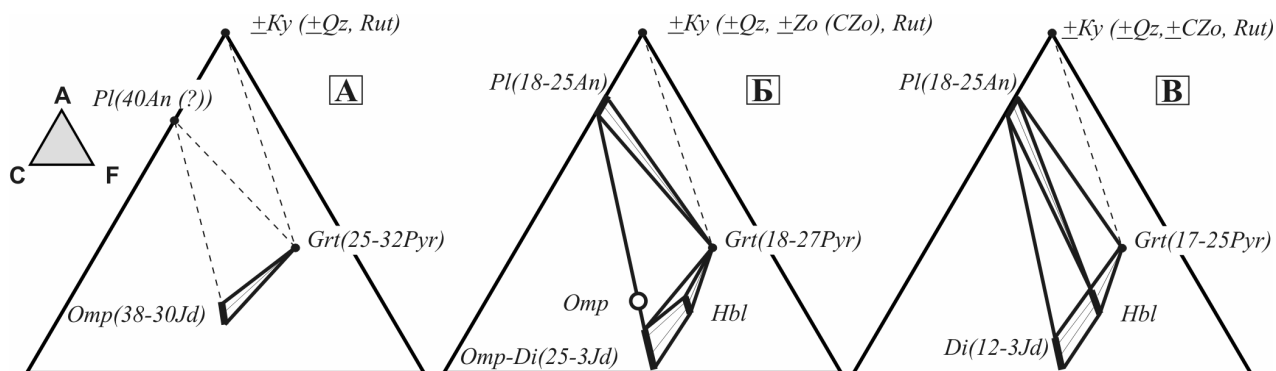
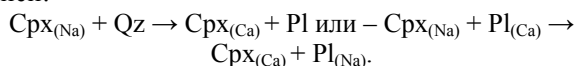


Рис. 3. Фазовые равновесия в эклогитах (А) и образование Crx-Pl симплектитов (Б) и Hbl-Pl диабластитов (В) в декомпрессионных постэклогитовых породах (пояснения в тексте)

Образование клинопироксен-плаггиоклазовых симплектитов, как правило, связывается с реакцией:

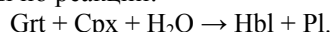


Однако анализ диаграммы ACF (рис. 3, Б) указывает на более вероятную изохимическую реакцию:

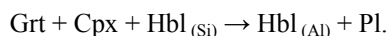


Фигуративные точки составов всех трех минералов располагаются на одной конноде. Бластез роговой обманки, наряду с падением содержаний жадеита в клинопироксене, резко сужает поле устойчивости гранат-клинопироксенового парагенезиса, но на определенном этапе еще возможно существование равновесной ассоциации Crx-Hbl-Grt – «эклогитового амфиболита» (по: Кориковский, 1997).

Рост глиноземистости роговой обманки и переход омфацита в диопсид приводят к полному запрету парагенезиса Crx-Grt и возможности появления нового – Hbl-Pl (рис. 3, В). На этой стадии формируются плаггиоклаз-амфиболовые симплектиты и диабластиты по реакции:



Возможно, в реакцию вступает и уже существующая, относительно низкоглиноземистая роговая обманка:



Несмотря на незначительные вариации содержания анортита в плаггиоклазе, на диаграмме отчетливо видно, что клинопироксен всегда ассоциирует с наиболее основным плаггиоклазом, а гранат – с более кислым. С роговой обманкой сосуществует плаггиоклаз промежуточного состава.

Кварц-клиноцоизитовые и кварц-клинопироксеновые симплектиты

Следующий тип биминеральных реакционных микроструктур в качестве новообразованной фазы содержит кварц. Один из примеров – кварц-клиноцоизитовые и кварц-клинопироксеновые симплектиты, зафиксированные в постэклогитовых породах. Это достаточно редкие в Гридинской зоне меланжа сростания и описываются впервые. Следует

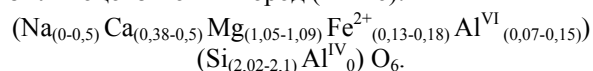
отметить, что и в других районах, где проявлены метаморфиты эклогитовой фации, кварц-клинопироксеновые сростания автору не известны.

Породы, в которых выявлены рассматриваемые симплектиты, представляют собой клинопироксен-клиноцоизит-плаггиоклазовые ($\pm \text{Grt}$, $\pm \text{Bt}$, $\pm \text{Or}$) амфиболиты (далее – клиноцоизитовые породы). Они тесно ассоциируют с эклогитами и иногда слагают полосы или неясной формы участки внутри крупных обломков эклогитизированных тел базитов. Количество цоизита и клиноцоизита в них может достигать 30%, амфибола – до 20%, а граната и клинопироксена – не более 5 и 10%, соответственно. Основной объем породы выполнен плаггиоклазом (иногда до 50%). Второстепенные минералы представлены кварцем, биотитом и ортоклазом, акцессорные – апатитом, рутилом, рудными минералами.

В клиноцоизитовых породах ярко проявлены реакционные соотношения главных породообразующих минералов (рис. 4): это келифитовые каймы кварц-клиноцоизитовых агрегатов вокруг амфибола и вокруг кварц-клинопироксеновых симплектитов (рис. 4, А), келифитовые каймы амфибола вокруг клинопироксена (рис. 4, Б), а также клиноцоизит-кварцевые симплектиты вокруг зерен цоизита или низкожелезистого клиноцоизита. Рисунок симплектитовых вростков у клиноцоизита и клинопироксена различен. У первого кварцевые обособления более тонкие, протяженные и часто контактируют с плаггиоклазом, у второго – короче, крупнее и тяготеют к внутренней части зерен или выполняют межзерновые пространства (рис. 4, В, Г).

Необычный химический состав имеет клинопироксен (Aug), характеризующийся очень высоким содержанием кремнезема, который полностью, даже с перебором, заполняет тетраэдрическую позицию и обладает аномально высокой магнезиальностью ($X_{\text{Mg}} = 0,86-0,89$).

Кристаллохимическая формула клинопироксена из клиноцоизитовых пород ($n = 16$):



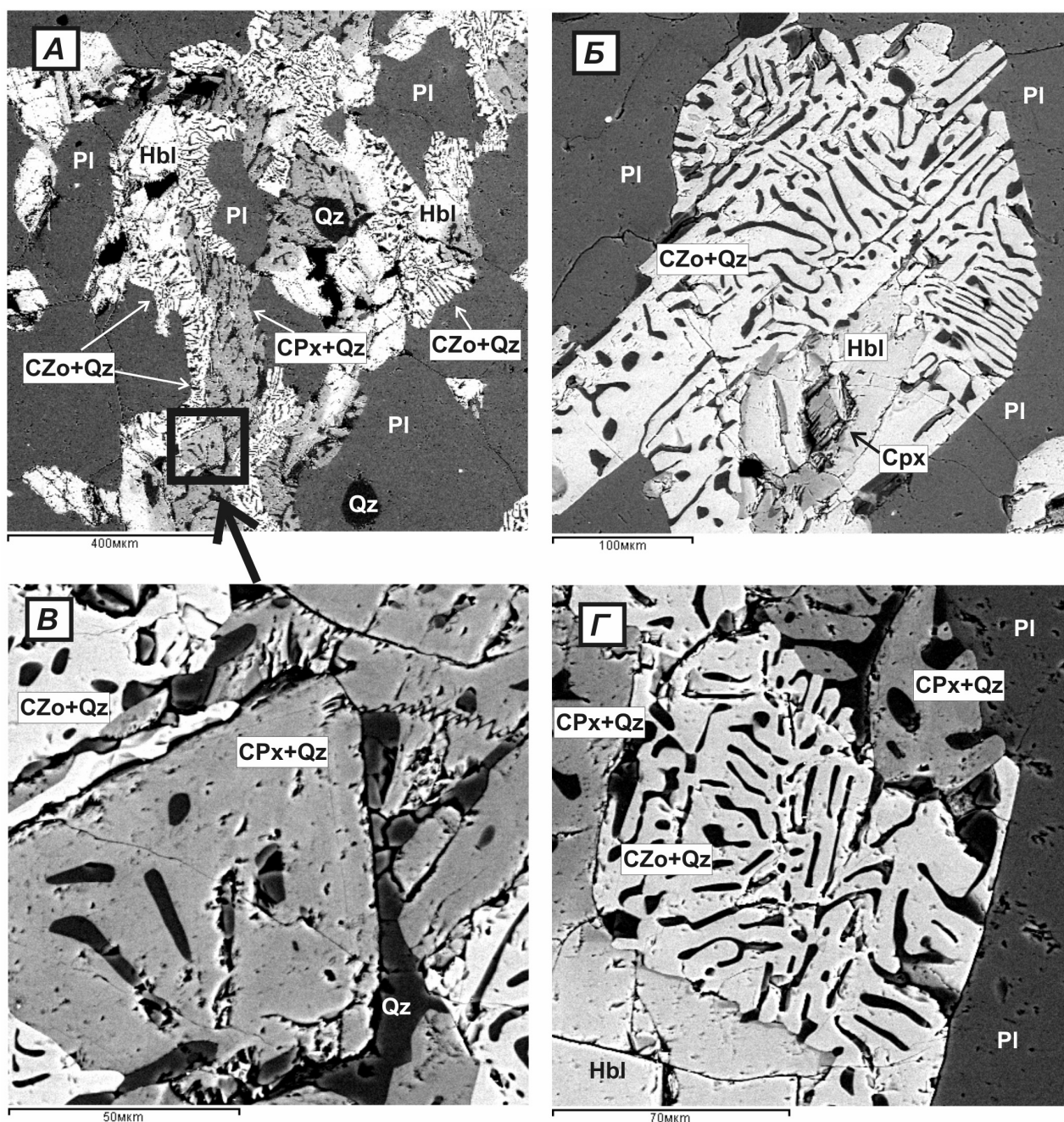


Рис. 4. Реакционные соотношения минералов в клинопироксен-клиноцоизит-плагиоклазовых ($\pm \text{Grt}$, $\pm \text{Bt}$, $\pm \text{Or}$) амфиболитах: А – петельчатая структура с келифитовыми каймами ($\text{Cpx} + \text{Qz} \rightarrow \text{Hbl} \rightarrow \text{Czo} + \text{Qz}$); Б – келифитовые каймы вокруг клинопироксена $\text{Cpx} \rightarrow \text{Hbl} \rightarrow \text{Czo} + \text{Qz}$; В – клинопироксен-кварцевые симплектиты, обрамляющиеся симплектитам клиноцоизит-кварцевого состава, отчетливо виден различный рисунок биминеральных срастаний (увеличенный участок рис. 4, А (показан рамкой)); Г – дактилитовые клиноцоизит-кварцевые симплектиты с преимущественной ориентировкой кварцевых вростков вдоль направлений спайности (100), (001)) (микрофотографии в отраженных электронах)

Анализ парагенетических соотношений минералов клиноцоизитовых пород (рис. 5) показывает, что увеличение доли кальция за счет появления цоизита ($\text{Si} = 2,85\text{--}2,88$ ф. ед.; $\text{Fe}_{\text{сумма}} = 0,15\text{--}0,25$ ф. ед.) и присутствия среднего плагиоклаза (рис. 5, А) в закрытой системе компенсируется смещением состава клинопироксена в железисто-магнезиальную область и пересыщением его кремнеземом. Параллельно падает основность плагиоклаза: в контактах с клино-

цоизитом она не превышает 26–30% An. Предполагаемый относительно ранний парагенезис $\text{Grt}^{35-39} - \text{Omp} - \text{Pl}_{40-45}$ (конноды на рис. 5, А показаны пунктиром) сменяется парагенезисом $\text{Aug} - \text{Zo-Czo} - \text{Pl}_{26-40}$. Состав породы (на рис. – кружок с крестиком) остается постоянным, и для интерпретации фазового соответствия не требуется привлекать концепцию привноса-выноса компонентов (метасоматоза). Предложенная модель изохимической метаморфической

дифференциации объясняет формирование не только «нестандартных» клиноцоизитсодержащих ассоциаций, но и «нестандартных» составов минералов. В геологическом аспекте этот процесс связан, скорее всего, с высокой степенью флюидной проработки (гидратации), контролируемой структурами неопределенного генезиса.

Характерная особенность последующей стадии регрессивных преобразований рассматриваемых пород – отсутствие равновесия клинопироксена с плагиоклазом. Даже симплектиты здесь представлены не «классическими» плагиоклаз-клинопироксеновыми разновидностями, а кварц-клинопироксеновыми. Эта особенность легко объяснима при рассмотрении соответствующей диаграммы состав – парагенезис (рис. 5, Б), где отчетливо видно, что кристаллизующаяся роговая обманка (Ed – Mg-Hbl) почти полностью перекры-

вает конноду Сrx-Pl. И даже если остается «лазейка» сосуществования клинопироксена с основным плагиоклазом ($\geq 40\%$ An), она перекрывается парагенезисом клиноцоизита с олигоклазом. В этой ситуации клинопироксен просто обрастает келифитовой каймой роговой обманки (см. рис. 4, Б), которая еще может быть парагенетична с гранатом, наиболее железистым клиноцоизитом и кислым плагиоклазом.

На следующей ступени роговая обманка становится метастабильной, обрастая каймами кварц-клиноцоизитовых симплектитов (см. рис. 4, А, Б). В реликтовых участках она равновесна с плагиоклазом и гранатом, но в прореагировавших областях (рис. 5, В) замещается парагенезисами Czo-Bt-Or, Czo-Or и Czo-Pl₂₆₋₃₀. В клиноцоизитовых породах биминеральные сращения с участием роговой обманки не фиксируются.

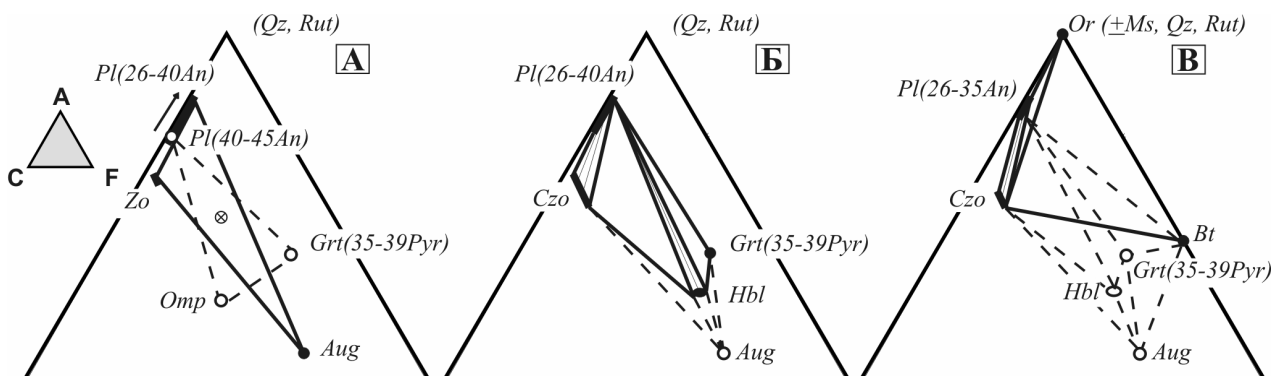


Рис. 5. Фазовые равновесия в клиноцоизитовых породах, иллюстрирующие формирование клиноцоизитсодержащих парагенезисов (А), роговообманковых (Б) и клиноцоизитовых (В) келифитовых кайм (пояснения в тексте)

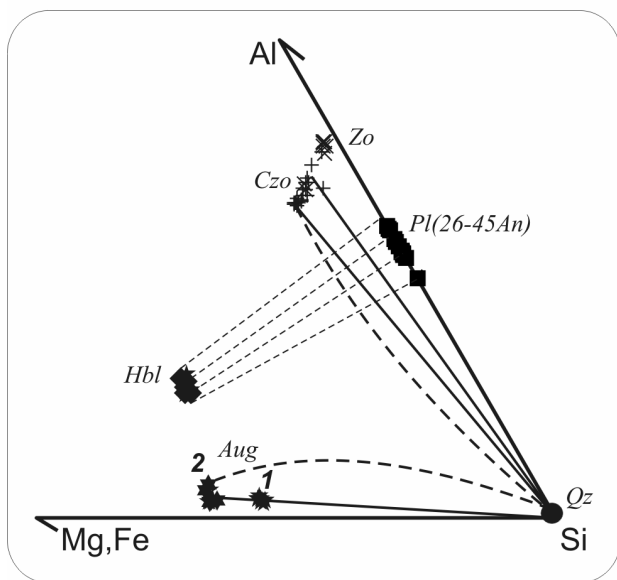
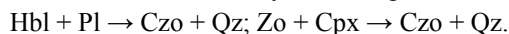


Рис. 6. Схема формирования кварц-клинопироксеновых и кварц-клиноцоизитовых симплектитов (пояснения в тексте)

Реакция образования кварц-клинопироксеновых симплектитов (рис. 6, низкоглиноземистая область составов) чрезвычайно проста. С падением, пусть да-

же незначительным, содержания жадеитового минерала в клинопироксене избыток кремнезема сбрасывается либо в виде червеобразных вростков, либо в межзерновое пространство. На рис. 6 фигуративные точки составов пересыщенного кремнеземом клинопироксена под цифрой 1 не содержат симплектитов. Они начинают появляться при частичной релаксации системы (цифра 2 на рис. 6). На рисунке симплектитовые равновесия подчеркнуты пунктирными дугами линиями.

Формирование симплектитов кварц-клиноцоизитового состава связано с реакциями, которые в упрощенном виде выглядят следующим образом:



Подобные преобразования не протекают изолированно и сопряжены с перераспределением значительного числа компонентов в уже существующие или в новообразующиеся фазы: магния – в клинопироксен, калия – в биотит и ортоклаз, натрия – в плагиоклаз.

Цоизит, как и ранний авгит, не формирует симплектитов, они появляются при увеличении содержания в нем эпидотовой молекулы и, вероятно, смене сингонии с ромбической на моноклинную, т. е. в клиноцоизите. Это свидетельствует о том, что состав клиноцоизитов-цоизитов есть функция барических условий метаморфизма. Если верно это предположе-

ние, то кварц-клиноцоизитовые симплектиты могут формироваться по более простой схеме:



Недостаток железа при этом «заимствуется» у разлагающегося клинопироксена.

Представленные реакции объясняют высокую магнезиальность клинопироксена, раскисление плагиоклаза в контактах с клиноцоизитом, кристаллизацию равновесного с клиноцоизитом ортоклаза и т. д.

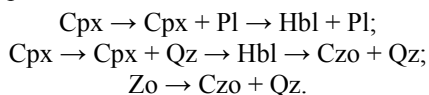
Обсуждение результатов

Рассматриваемые симплектитовые микроструктуры обладают некоторыми особенностями, отличающими их от других подобных образований:

- сопряжены с метаморфической перекристаллизацией (бластезом);
- являются реакционными структурами и сопровождаются другими минеральными преобразованиями реакционного типа;
- одна из фаз представлена минералом переменного состава, а изменение содержаний компонентов в нем отвечает изменению РТ-параметров, выражающему преимущественно в падении давления;
- характеризуются определенным рисунком – червеобразными или дактилитовыми формами минеральных сростаний;
- симплектитовые вроски располагаются в монокристалле минерала-хозяина и контролируются его границами.

Эти особенности позволяют объединить изученные метаморфогенные симплектиты в отдельную группу. К этой группе следует отнести рассмотренные ранее кварц-кордиеритовые симплектиты Енского района, формирующиеся в условиях аплифтинга (Сибелев, 1998), и, возможно, слабо изученные кварц-биотитовые и кварц-мусковитовые сростания, отмечающиеся как в Енском районе, так и в участках проявлений эклогитового метаморфизма.

Петрографические наблюдения над многочисленными келифитовыми каймами, реликтовыми включениями в новообразованных фазах, псевдоморфными замещениями в эклогитизированных породах указывают на четкую временную последовательность смены минералов и их ассоциаций:



В каждом ряду (слева – направо) кристаллизующиеся ассоциации или минералы устойчивы при более низкой ступени метаморфизма. Данные по составу минералов не только подтверждают этот вывод (например,

регрессивная зональность), но и позволяют говорить о том, что регресс выражен в падении давления.

По мнению П. Я. Азимова (2006), изучавшего минералообразование в стесненных условиях, симплектиты маркируют направление массопереноса. В этой связи вызывает интерес такая закономерность: если минерал матрикса участвует в реакции, симплектитовые вроски непосредственно с ним контактируют. Однако в случае двухфазных преобразований (к примеру – $\text{Omp} \rightarrow \text{Di} + \text{Pl}$ или $\text{Zo} \rightarrow \text{Czo} + \text{Qz}$) симплектиты находятся внутри минерала-хозяина и отделены от матрикса мономинеральной каймой. Значительного массопереноса не требуется, достаточно диффузионных процессов.

Еще один немаловажный аспект заключается в том, что симплектитовые сростания представляют собой моновариантные равновесия и поэтому обладают дополнительной степенью свободы, реализующейся в широких вариациях содержаний компонентов, по крайней мере, в одной из фаз.

Формированию симплектитов предшествует увеличение мольного объема и разуплотнение минерала при соответствующем изменении содержаний компонентов. Разуплотнение является главным фактором, «ответственным» за симплектитообразование. В пользу этого положения свидетельствует, например, тот факт, что минеральные вроски в клинопироксене могут быть представлены разными минералами. Если он не равенсвен с плагиоклазом, то образующиеся в нем менее плотные участки заполняются не альбитом-олигоклазом, а избыточным кварцем. Кроме того, нередко можно наблюдать субсогласное положение симплектитов к плоскостям спайности или осям индикатрисы кристаллов. Конфигурация сростаний заметно отличается у клинопироксена, амфибола или клиноцоизита, даже в пределах одного шлифа.

Заключение

Изучавшиеся в данной работе симплектитовые сростания по ряду признаков объединены в группу микроструктур, характеризующуюся особыми условиями формирования, связанными с падением давления. Являясь реакционными структурами, они занимают определенное место в общей последовательности минеральных преобразований и маркируют стадии эксгумации. Форма и размеры сростаний связаны не только со скоростью метаморфических реакций (скоростью подъема пород), но и с кристаллографическими и физико-химическими свойствами минералов. В предложенной модели симплектитообразования ключевую роль играет процесс разуплотнения.

ЛИТЕРАТУРА

Азимов П. Я. Особенности роста кристаллов в сплошных средах (метаморфических и метасоматических породах) // Федоровская сессия 2006: Тез. докл. междунар. науч. конф. СПб., 2006. С. 53–57.

Бибикова Е. В., Слабунов А. И., Володичев О. И. и др. Изотопно-геохимическая характеристика архейских эклогитов и глиноземистых гнейсов Гриндинской зоны тектонического меланжа Беломорского подвижного пояса (Балтий-

ский щит) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб., 2003. С. 68–71.

Володичев О. И. Беломорский комплекс Карелии. Л., 1990. 245 с.

Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибикова Е. В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631.

Володичев О. И., Слабунов А. И., Степанов В. С. и др. Архейские и палеопротерозойские эклогиты и палеопротерозойские друзиты района с. Гридино (Белое море) // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерогения. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск, 2005. С. 62–74.

Кориковский С. П., Мирчовский В., Закариадзе Г. С. Метаморфическая эволюция и состав протолита плагиоклазсодержащих эклогит-амфиболитов Бучимского блока Сербо-Македонского массива, Македония // Петрология. 1997. Т. 5, № 6. С. 596–613.

Петрографический словарь. М., 1981. 496 с.

Сибелев О. С. Метаморфическая эволюция сапфиринсодержащих кианитовых апоэклогитов Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск, 2008. С. 62–76.

Сибелев О. С. Позднесвекофеннский (PR₁) этап метаморфизма (ЮЗ часть Кольского полуострова и Северная Карелия): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1998. 21 с.

Сибелев О. С., Бабарина И. И., Слабунов А. И. и др. Архейский эклогитсодержащий меланж Гридинской зоны (Беломорский подвижный пояс) на о. Столбиха: структура и метаморфизм // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск, 2004. С. 5–20.

Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск, 2008. 296 с.

Слабунов А. И., Володичев О. И. Субдукционная и коллизионная геодинамика в позднем архее (на примере

Беломорской провинции Балтийского щита) // Проблемы геодинамики и минерогения Восточно-Европейской платформы: Материалы междунар. конф. Т. 1. Воронеж, 2002. С. 119–121.

Травин В. В., Козлова Н. Е. Локальные сдвиговые деформации как причина эклогитизации (на примере структур Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс) // ДАН. 2005. Т. 405, № 3. С. 376–380.

Хисина Н. Р., Назаров М. А., Вирт Р., Сенин В. Г. Электронная петрография ламелярных Са, Сг-симплектитов в оливине из реолита «Луны-24» // Электронный научно-информационный журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН» № 1 (27). 2009.

Щипанский А. А., Конилов А. Н., Минц М. В. и др. Позднеархейские эклогиты Салмы, Беломорский подвижный пояс, Кольский полуостров, Россия: петрогенезис, возраст и значение для геодинамической интерпретации обстановок формирования ранней континентальной коры // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерогения. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск, 2005. С. 324–327.

Япаскурт В. О., Плечев П. Ю. Симплектиты клинопироксена и плагиоклаза в гранат-клинопироксеновых породах Кольского полуострова: продукты реакций прогрессивного гранулитового метаморфизма или результат декомпрессионного разложения омфациита? // Тез. науч. конф. Ломоносовские чтения 2004 года. М., 2004. С. 52–54.

Joanny V., van Roermund H., Lardeaux J. M. The Clinopyroxene/plagioclase symplectite in retrograde eclogites; a potential geothermobarometer // Geol. Rundschau. 1991. B. 80/2. P. 303–320.

Konilov A. N., Shchipansky A. A., Mints M. V. et al. Petrology of eclogites of the Belomorian Province // 32nd IGC Florence 2004, Abstr. Part. 1. P. 108.

Myson B. O., Giffin W. L. Pyroxene stoichiometry and the breakdown of omphacite // Amer. Mineral. 1973. Vol. 58. P. 60–63.

Sederholm J. J. On sinantetic minerals and related phenomena // Bull. Comm. Geol. Finland. 48. 1916.