

ет тепловой поток, способный вызвать её конвективное перемещение. Известно, что для такого процесса вполне достаточно даже мелких трещин (до 3 мм шириной).

В начале позднесерпуховского времени в период максимальной трансгрессии гидротермально-осадочные образования могли спокойно формироваться на фоне замедленного карбоната накопления.

Карбонатные турбидиты образовались в результате крупного визейско-серпуховского трансгрессивно-регрессивного цикла. По ходу этого

процесса происходила карбонатно-кремнистая фоновая седиментация в период понижения уровня моря. Максимум трансгрессии приходится на начало позднесерпуховского времени, когда возникли низкотемпературные гидротермальные постройки.

Для лучшего восприятия вышеизложенного была построена модель формирования карской свиты (нижний карбон) Северо-Восточного Пай-Хоя, которая подтверждает рассмотренную седиментационную последовательность (рис. 6).

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляев А.А., Семенов Г.Ф. Генетические особенности серпуховских карбонатных отложений сланцевой зоны Пай-Хоя // Литология карбонатных пород севера Урала, Пай-Хоя и Тимана. Тр. ИГ Коми НЦ УрО АН СССР, Вып. 67. Сыктывкар, 1988. С. 51–61.
2. Еременко Н.М., Попов В.В., Журавлёв А.В. Раннекаменноугольные «белые курильщики» северо-восточного Пай-Хоя // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. 22. Сыктывкар, 2013. С. 46–49.
3. Журавлев А.В. Новый тип гидротермально-осадочных образований в нижнем карбоне Северо-Востока Пай-Хоя // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XVI Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. С. 243–244.
4. Калашников Н.В., Михайлова З.П., Чеусова Г.Н. Стратиграфия каменноугольных отложений реки Песчаной (Северо-Восточный Пай-Хой) // Стратиграфия палеозоя северо-востока европейской части СССР. Тр. ИГ КФАН СССР, Вып. 37. Сыктывкар, 1981. С. 53–57.
5. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. 256 с.
6. Ромашкин Ю.Н. Закономерности локализации, минеральный состав и условия образования флюоритопоявлений в бассейне р. Песчаной // Рудообразование на Тимане и севере Урала. Пай-Хоя. Тр. ИГ КФАН СССР, Вып. 34. Сыктывкар, 1981. С. 44–53.
7. Тимонин Н.И., Юдин В.В., Беляев А.А. Палеогеодинамика Пай-Хоя. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 225 с.
8. Шишов С.Б. Структурно-генетический анализ осадочных формаций СПб.: ЛЕМА, 2010. 276 с.
9. Юдин В.В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1994. 285 с.
10. Bouma A.H. Sedimentology of Some Flysch Deposits. // A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam: Elsevier, 1962. 168 p.
11. Kelley D.S. From the mantle to microbes. The Lost City hydrothermal field // Oceanography, V. 18, N. 3, 2005. P. 32–45.
12. Lowe D.R. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. // Journal of Sedimentary Petrology 1982. № 52. P. 279–297.

УДК 552.16

ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЕ МЕЛАНОКРАТОВЫЕ ПОРОДЫ АНРАХАЙСКОГО СИАЛИЧЕСКОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН): ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО, ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВОВ И ПАРАМЕТРЫ МЕТАМОРФИЗМА

А.В. ПИЛИЦЫНА¹, А.А. ТРЕТЬЯКОВ¹, К.Е. ДЕГТЯРЁВ¹, Е.В. КОВАЛЬЧУК²

¹ГИН РАН

119017, Россия, г. Москва, Пыжевский пер., 7; e-mail: an.pilitsyna@gmail.com

²ИГЕМ РАН

119017, Россия, Москва, Старомонетный пер., 35; e-mail:

В строении Анрахайского массива Чу-Илийского региона (Южный Казахстан) выделены метаморфические образования, сформированные в условиях повышенных температур и давлений, соответствующих полю эклогитовой фации, и представленные эклогитами и гранатовыми пироксенитами. Анализ минерального и химического составов меланократовых высокобарических разновидностей и детальные петрографические и геолого-структурные исследования позволили охарактеризовать P – T параметры формирования метаморфических пород (давление 1,6–2,1 ГПа при температуре 750–840°C) и определить состав протолита, представлявшего собой, по-видимому, фрагмент дифференцированного комплекса базит-гипербазитового состава, располагавшегося до метаморфизма в пределах континентальной коры.

Ключевые слова: высокобарический метаморфизм; эклогиты; гранатовые пироксениты; Южный Казахстан.

HIGH-PRESSURE MELANOCRATIC ROCKS OF ANRAKHAI SIALIC MASSIF (SOUTHERN KAZAKHSTAN): THE FEATURES OF MINERAL, CHEMICAL COMPOSITIONS AND METAMORPHISM PATHS

A.V. PILITSYNA¹, A.A. TRETYAKOV¹, K.E. DEGTYAREV¹, E.V. KOVALCHUK²

¹GIN RAS

119017, Russia, Moscow, Pyzhevsky line, 7; e-mail: an.pilitsyna@gmail.com

²IGEM RAS

119017, Russia, Moscow, Staromonetny line, 35; e-mail: geofishko@gmail.com

In the structure of Anrakhai massif of Chu-Ili region (Southern Kazakhstan) metamorphic formations of high-pressure conditions derivation (under eclogite facies field) were identified; the rocks are represented by eclogites and garnet clinopyroxenites. Investigation of mineral and chemical compositions of melanocratic high-pressure varieties as well as detailed petrographic and geological studies allowed characterizing P – T parameters of the metamorphic rocks formation (P 1,6–2,1 GPa; T 750–840°C), determining presumed protolith composition for them, that represented evidently the fragment of differentiated complex of mafic-ultramafic compositions, located within the continental crust prior metamorphism.

Key words: high-pressure metamorphism; eclogites; garnet clinopyroxenites; Southern Kazakhstan.

В строении большинства складчатых поясов мира участвуют метаморфические комплексы, включающие высоко- и ультравысокобарические (НР—УНР) породы. Большинство исследователей [13, 16] считают, что такие породы возникают в результате погружения океанической или утоненной континентальной коры на значительные глубины и её последующей быстрой эксгумации. Подобные процессы, как правило, сопровождают субдукцию пассивной окраины континентального блока и его дальнейшую коллизию с островной дугой [2]. Поэтому выявление НР—УНР образований среди метаморфических комплексов свидетельствует о проявлении в регионе субдукционно-коллизионных процессов и позволяет более достоверно проводить палеотектонические реконструкции.

При изучении НР—УНР образований основное внимание уделяется обоснованию P – T параметров метаморфизма, времени его проявления и установлению состава протолита. Одним из основных объектов при решении этих задач являются породы основного и ультраосновного составов, входящие в многие метаморфические комплексы. Минералогические, геохимические и изотопные данные свидетельствуют о большом разнообразии базит-ультрабазитовых пород, участвующих в строении НР—УНР комплексов и различающихся особенностями состава и обстановками формирования дометаморфических протолитов [5, 13]. Эти породы могут являться как фрагментами океанической коры, так и внутриплитными континентальными базитами, либо кумулатами мафических расплавов, которые залегают в разрезе континентальной коры, а также мантийным веществом, внедренным в субдуцируемую литосферу [5, 13, 16, 18, 28, 37].

Таким образом, выявление и изучение базит-ультрабазитовых пород, участвующих в строении НР—УНР комплексов, позволяет установить тип или типы комплексов, которые были вовлечены в субдукционно-коллизионный процесс.

Настоящая работа посвящена обоснованию выделения НР комплексов среди метаморфических образований Чу-Илийского региона Южного Казахстана, определению P – T параметров прогрессивного этапа метаморфизма и реконструкции состава протолитов базит-ультрабазитовых пород.

Геологическое строение

В структуре палеозид западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса участвуют крупные блоки, имеющие докембрийскую континентальную кору, разделённые палеозойскими покровно-складчатыми зонами, сложенными океаническими и островодужными комплексами [2].

Среди метаморфических комплексов, слагающих блоки с докембрийской корой, часто присутствуют НР—УНР образования, включающие тела пород базит-гипербазитового состава, которые приурочены к узким зонам разной ориентировки, протяженностью не более 150 км. Наиболее крупные и хорошо изученные структуры такого типа приурочены к Кокчетавскому массиву Северного Казахстана [5, 16], Макбальскому и Актюзскому блокам Северного Тянь-Шаня. В таких зонах метаморфические породы слагают пакеты тектонических пластин, сложенных кристаллическими сланцами, различными гнейсами, амфиболитами, эклогитами, гранатовыми и шпинелевыми перидотитами [5].

Возраст НР—УНР метаморфизма в разных зонах меняется от раннего кембрия до раннего ордовика. На Кокчетавском массиве установлен раннекембрийский (530 ± 7 – 537 ± 9 млн. лет) возраст УНР (T 780—1000°C, P 40—60 кбар) метаморфизма [16, 17]. Для НР—УНР метаморфизма ($P > 24$ кбар, $T < 600^\circ\text{C}$) в Макбальском блоке Северного Тянь-Шаня существуют разные оценки времени его проявления от среднего кембрия — 502 ± 10 млн. лет [18] и 509 ± 13 млн. лет [32] до раннего ордовика — 481 ± 26 млн. лет [33], $470 \pm 2,5$ млн. лет [30]. В Актюзском блоке Северного Тянь-Шаня НР (P 21—23 кбар, T 550—660°C) метаморфизм [29] проявлен в раннем ордовике (470 млн. лет) [22].

В Чу-Илийском регионе Южного Казахстана блоки с докембрийской корой обрамляют раннепалеозойскую Джалаир-Найманскую офиолитовую зону (рис. 1, А). Она протягивается в северо-западном направлении более чем на 500 км и сложена тектоническими совмещенными раннекембрийскими офиолитами и позднекембрийскими кремнисто-базальтовыми толщами [7]. В строении зоны также участвуют ордовикские терригенные, кремнисто-терригенные, терригенно-карбонатные и вулканогенно-осадочные толщи, часть из которых встречается в обрамляющих массивах.

В строении Чуйско-Кендыктасского массива, который расположен к юго-западу от Джалаир-Найманской зоны, участвуют в основном кварцитосланцевые и сланцевые толщи, сложенные кварцитами, мусковитовыми, биотитовыми и гранат-биотитовыми сланцами, реже известняками и доломитами (борбасская и акбастауская свиты) [2]. Данные о возрасте этих свит чрезвычайно скудны и основываются на находках микрофитолигов плохой сохранности и единичных оценках возраста по валовым пробам цирконов из метаосадочных пород [8]. Поэтому отнесение свит к образованиям конца мезопротерозоя — начала неопротерозоя базируется на сходстве с кварцитосланцевыми толщами Кокчетавского, Ерементау-Ниязского и Актау-Джунгарского сиалических массивов [8]. К палеопротерозойским образованиям условно относятся гнейсо-граниты, развитые на небольшом участке в северо-западной части массива [6, 8]. Неопротерозойские комплексы представлены вулканитами кислого состава или контрастной базальт-риолитовой толщей (копинская свита), для которых получены оценки возраста 776 ± 1 млн. лет [22].

Каракамысский и Анрахайский массивы расположены к северо-востоку от Джалаир-Найманской зоны (рис. 1, А). Каракамысский массив сложен в основном гнейсо-гранитами, среди которых присутствуют крупные скиалиты кварцитов и сланцев с прослоями мраморов и доломитов (каракамысская свита). Структурно выше расположены кис-

лые вулканиты и вулканогенно-осадочные породы (орумбайская свита). Для гнейсо-гранитов получены оценки возраста 1850 ± 60 млн. лет [6].

Анрахайский блок (рис. 1, Б) образован разнообразными ортогнейсами и гнейсо-гранитами (узунбулакская серия). Геохронологические данные указывают на широкое распространение как палеопротерозойских комплексов, представленных ортогнейсами с возрастом 1841 ± 6 млн. лет, так и близких по составу неопротерозойских образований с возрастными около 800 млн. лет [22].

Метаморфические комплексы, содержащие НР—УНР породы, выявлены в северо-западной части Чуйско-Кендыктасского и на северо-востоке Анрахайского массивов.

НР комплексы Чуйско-Кендыктасского блока известны на небольшом участке и изучены слабо. Здесь развиты плагиоклаз-клинопироксеновые гнейсы и мигматиты, гранат-двуслюдяные сланцы, амфиболиты и амфиболитизированные эклогиты [6, 8]. Данные о параметрах метаморфизма, его возрасте и составе протолита отсутствуют.

В пределах Анрахайского массива НР—УНР метаморфические комплексы образуют полосу северо-западного простирания шириной от 100 м до 1,5 км и выделяются как кояндинская серия [3]. С юго-запада на них надвинуты докембрийские ортогнейсы и гнейсо-граниты узунбулакской серии, а с северо-востока — кембрийские(?) ультрамафиты, габброиды, а также среднекембрийские (508 ± 3 млн. лет) гранитоиды [9].

Преобладают в строении серии разнообразные по составу сланцы. На северо-востоке это в основном биотитовые и двуслюдяные сланцы с пачками метапесчаников и мраморов, а на юго-востоке — гранат-биотитовые гнейсы, содержащие тела гранатовых амфиболитов, милонитизированных кислых гранулитов и гнейсо-гранитов, а также протяженные (до 200 м) блоки серпентинизированных дунитов, верлитов и габброидов.

Гранат-биотитовые гнейсы кояндинской серии являются метаосадочными породами, что подтверждается находками в них детритовых цирконов, возраст которых охватывает интервал от 694 до 2257 млн. лет [9]. Среди пород данной серии выявлены эклогиты, эклогитоподобные породы и гранатовые клинопироксениты [3, 9]. Геохронологическое изучение акцессорного циркона (SHRIMP II) из гранат-клинопироксеновых пород позволили получить оценку возраста 489 ± 9 млн. лет, которая интерпретируется как время высокобарического метаморфизма [9].

Авторами приведены новые данные о химическом и минеральном составе высокобарических пород базит-ультрабазитового состава, которые позволяют сделать выводы об условиях метаморфизма, формационной принадлежности пород и их протолите.

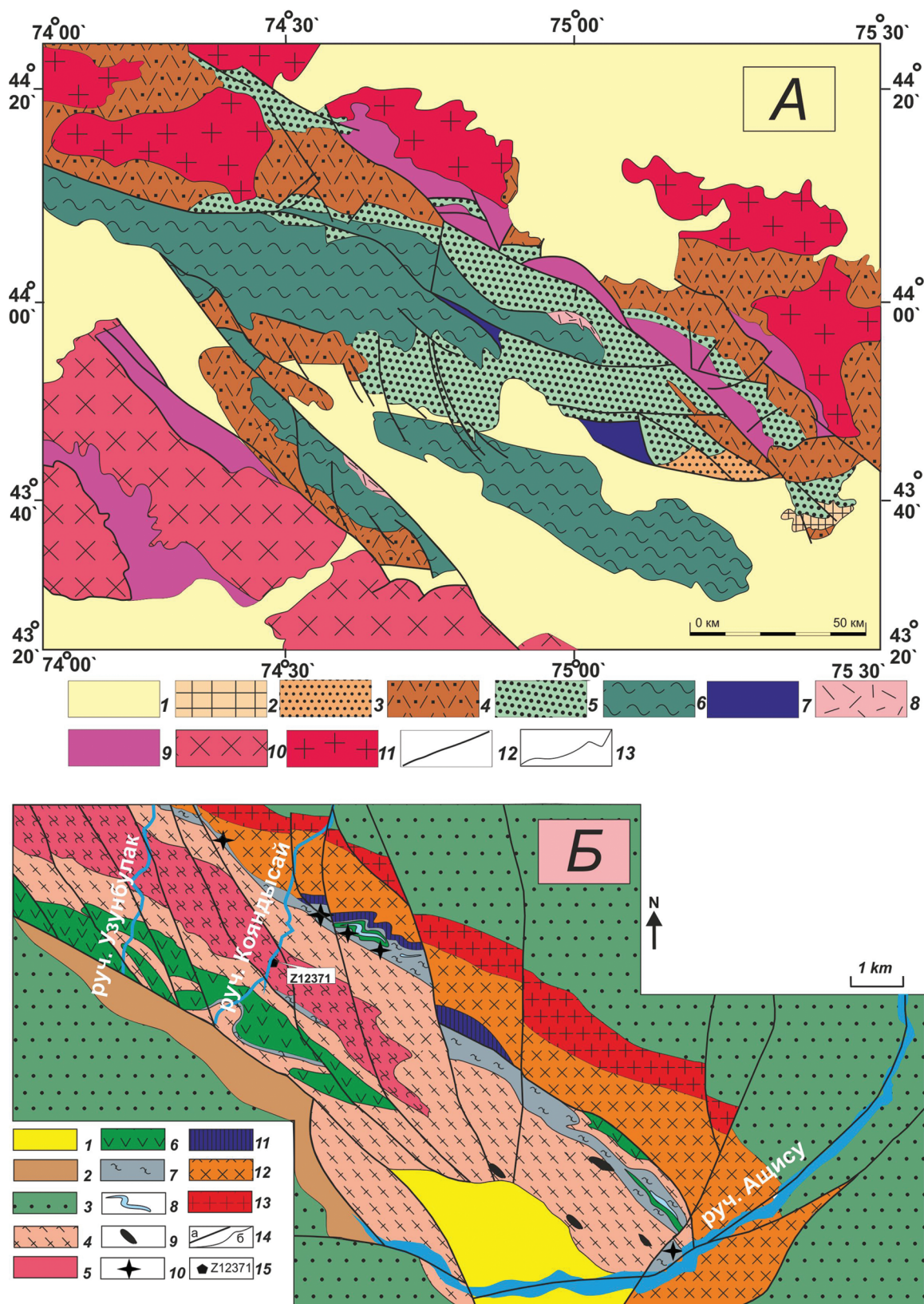


Рис. 1. А. Схема геологического строения юго-восточной части Чу-Илийских гор (А.А. Третьяков): 1 – кайнозойские отложения, 2 – верхнепермские вулканогенно-осадочные комплексы, 3 – девонские осадочные комплексы, 4 – девонские вулканогенные, вулканогенно-осадочные комплексы; Джалаир-Найманская зона: 5 – силурийские и ордовикские терригенные, сланцевые и карбонатные комплексы, 6 – кембрийские кремнистые, кремнисто-терригенные комплексы, 7 – кембрийские офиолиты; Анрахайский докембрийский массив: 8 – докембрийские вулканогенные комплексы, 9 – докембрийские гнейсы, сланцы, амфиболиты; 10 – позднеордовикско-силурийские гранитоиды; 11 – среднепозднедевонские гранитоиды; 12 – разломы; 13 – геологические границы

Петрографическая характеристика высокобарических базит-ультрабазитовых пород

Гранат-клинопироксеновые метаморфические породы образуют будины, линзы размером от 0,5 до 4 м, залегающие среди гранат-биотитовых гнейсов. Периферийная часть будин сложена, как правило, амфиболитами и гранатовыми амфиболитами; ассоциация граната и моноклинного пироксена сохраняется только в центральных частях будин. Среди гранат-клинопироксеновых пород нами были выделены эклогиты и гранатовые клинопироксениты, которые могут образовывать как самостоятельные тела, так и участвовать в строении одного тела.

Эклогиты имеют среднекрупнозернистую гранобластовую структуры и состоят из граната (рис. 2, а), моноклинного пироксена (рис. 2, з), амфибола (рис. 2, б – е), клиноцоизита. Второстепенные минералы представлены кварцем, плагиокла-

зом, биотитом, карбонатом, рутилом, апатитом, сфеном и цирконом. Гранат образует как идиобласты, так и ксенобласты размером до 3,5 мм, содержащие реликтовые включения минералов более ранних этапов прогрессивного метаморфизма — клиноцоизита, амфибола, плагиоклаза. Омфациит (рис. 2, з) сохраняется в виде ксеноморфных выделений среди плагиоклаз-диопсидовых симплектитов. Амфибол является преобладающим минералом среди основной ткани эклогитов и образует как крупные (до 4 мм) кристаллы (рис. 2, б), содержащие включения граната, плагиоклаз-пироксеновых симплектитов и клиноцоизита, так и симплектитовые срастания с плагиоклазом (рис. 2, в, д, е).

Гранатовые пироксениты имеют средне-крупнозернистую, гранобластовую структуру и состоят из граната (рис. 2, з), моноклинного пироксена (рис. 2, ж), амфибола (рис. 2, и). Присутствуют карбонат, рутил, ильменит, циркон и апатит (всех перечисленных минералов около 5 % в породе).

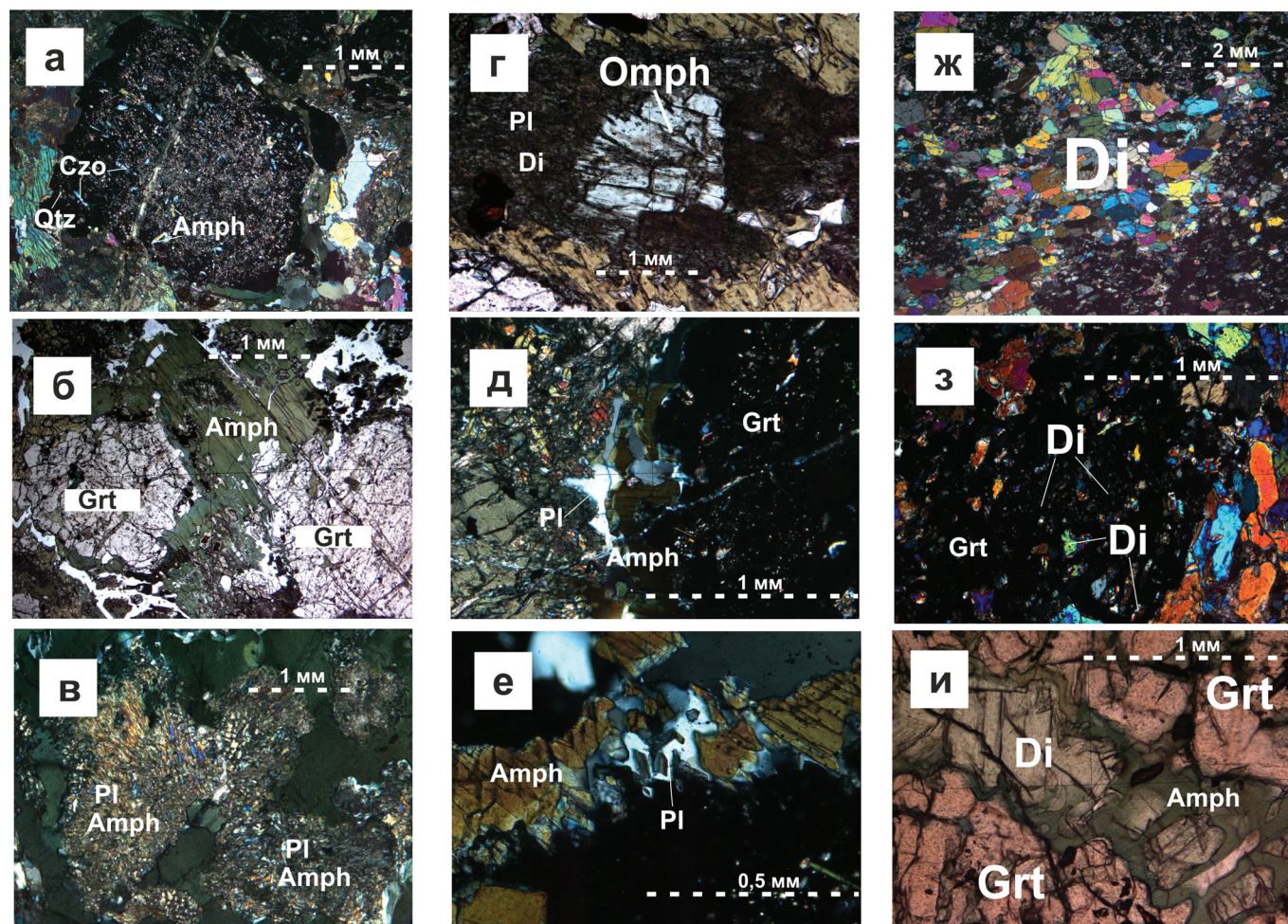


Рис. 2. Микрофотографии характерных участков эклогитов (а–е) и гранатовых пироксенитов (ж–и): а – порфирообласт граната с включениями амфибола, клиноцоизита, кварца и рутила (с анализатором); б – порфирообластовая микроструктура эклогитов (без анализатора); в – амфибол-плагиоклазовые симплектиты (с анализатором); г – реликт омфациита среди диопсид-плагиоклазовых симплектитов (без анализатора); д – амфибол-плагиоклазовая опацитовая кайма вокруг граната (с анализатором); е – амфибол-плагиоклазовая опацитовая кайма вокруг граната (с анализатором); ж – директивная микроструктура основной ткани, сложенная диопсидом (с анализатором); з – микровключения диопсида в порфирообласте граната пироксенитов (с анализатором); и – замещение диопсида основной тканью амфиболом (без анализатора); Grt – гранат; Omph – омфациит; Di – диопсид; Czo – клиноцоизит; Amph – амфибол; Pl – плагиоклаз; Qtz – кварц

Гранат образует ксенобласты размером до 3 мм, содержащие многочисленные включения апатита, рутила и моноклинного пироксена. Моноклинный пироксен также является главным минералом основной ткани пород, часто формирующим её директивную текстуру. Амфибол гранатовых пироксенитов, в отличие от амфибола эклогитов, присутствует в небольшом количестве и, как правило, образует псевдоморфозы вокруг моноклинного пироксена. Особенностью пород является наличие мономинеральных обособлений и шлиров, сложенных рутилом или апатитом. В гранатовых пироксенитах отсутствуют кварц и плагиоклаз как среди реликтовых минералов, заключенных в порфириобластах гранатов, так и среди минералов основной ткани.

Как для эклогитов, так и для гранатовых пироксенитов постоянно отмечается присутствие секущих жил (мощностью до 0,5 мм), сложенных карбонатом.

Химический состав пород

По химическому составу эклогиты и гранатовые пироксениты принадлежат к группе ультраосновных пород (SiO_2 7,4–42,9 мас. %) низкощелочного ряда ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 0,2–1,7 мас. %). Для них характерна высокая железистость ($\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ 0,57–0,76) и повышенные концентрации TiO_2 (1,8–2 мас. %), что на фоне низкой магнезиальности ($\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) = 0,23–0,53$) и глиноземистости (Al_2O_3 9,8–14,2 мас. %) пород сближает их с производными толеитовой серии (рис. 3). Особенностью эклогитов является более высокие концентрации Na_2O и SiO_2 (табл. 1).

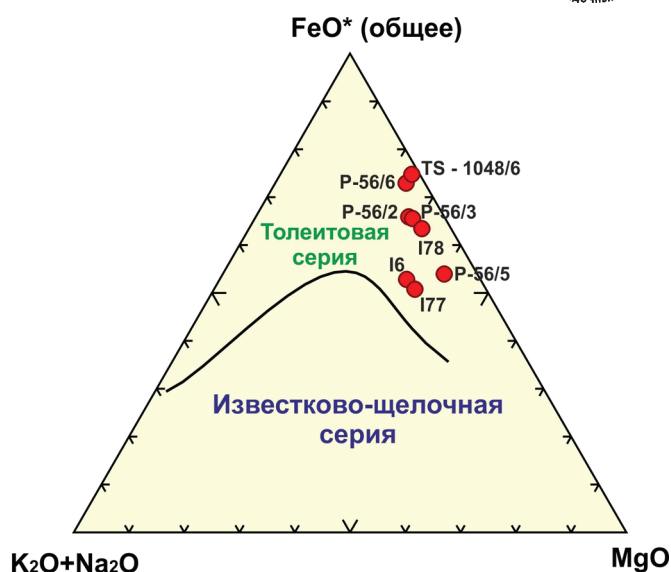


Рис. 3. Химический состав эклогитов и гранатовых пироксенитов

Химические составы минералов

Гранат в эклогитах (рис. 2, табл. 2) имеет следующий состав — 49–65 % альмандина (Alm), 11–23 % пиропы (Prp), 22–32 %grossуляра (Grs), 1–2 % спессартина (Sps) [31]. Большинство порфириобластов граната обладает нормальной ростовой зональностью, что выражается в уменьшении Alm минала от ядра к периферии и увеличении Prp компоненты в этом же направлении (рис. 4, А). Отношение $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ в гранатах наиболее высокое во внутренней части зёрен (0,85), тогда как внешние зоны показывают достаточно резкое уменьшение железистости (0,7) (табл. 2).

Химический состав (мас. %) эклогитов и гранатовых пироксенитов кояндинской серии Анрахайского массива

Таблица 1

Образец Порода	I 6	P56/5	P56/2	P56/3	I 77	I 78	P56/6	Ts-1048/6
	Эклогит	Эклогит	Эклогит	Эклогит	Эклогит	Эклогит	Пироксенит	Пироксенит
SiO_2	45,2	42,84	42,91	40,24	44,0	43,14	39,35	37,37
TiO_2	2,3	1,88	4,136	4,21	2,38	4,45	4,28	3,36
Al_2O_3	15,38	12	13,66	14	14,78	15,43	14,23	13,4
FeO	9,36	7,49	7,07	10,06	9,12	12,38	12	8,56
Fe_2O_3	2,86	6,42	5,96	7,34	2,75	4,08	6,94	13,54
MnO	0,19	0,27	0,162	0,28	0,17	0,2	0,25	0,17
MgO	7,86	10,06	5,144	7,11	8,53	7,83	5,76	6,39
CaO	10,2	14,23	16,6	11,87	11,42	7,43	13,68	12,6
K_2O	0,52	0,35	0,192	0,42	0,35	0,27	0,14	0,43
Na_2O	3,00	1,27	1,14	1,29	2,89	1,22	0,81	0,06
P_2O_5	0,36	0,29	0,467	0,68	0,2	0,3	0,35	1,57
Сумма	97,33	97,1	97,441	97,5	96,59	96,73	97,79	97,45
FeO^*	11,93	13,268	12,434	16,666	11,6	16,05	18,246	20,746

Примечание. Концентрации главных элементов определялись рентгено-флуорисцентным методом в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН С.М. Ляпуновым на последовательном спектрометре S4 Pioneer фирмы «Bruker» с использованием программного обеспечения «Spectra-Plus». $\text{FeO}^* = 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$.

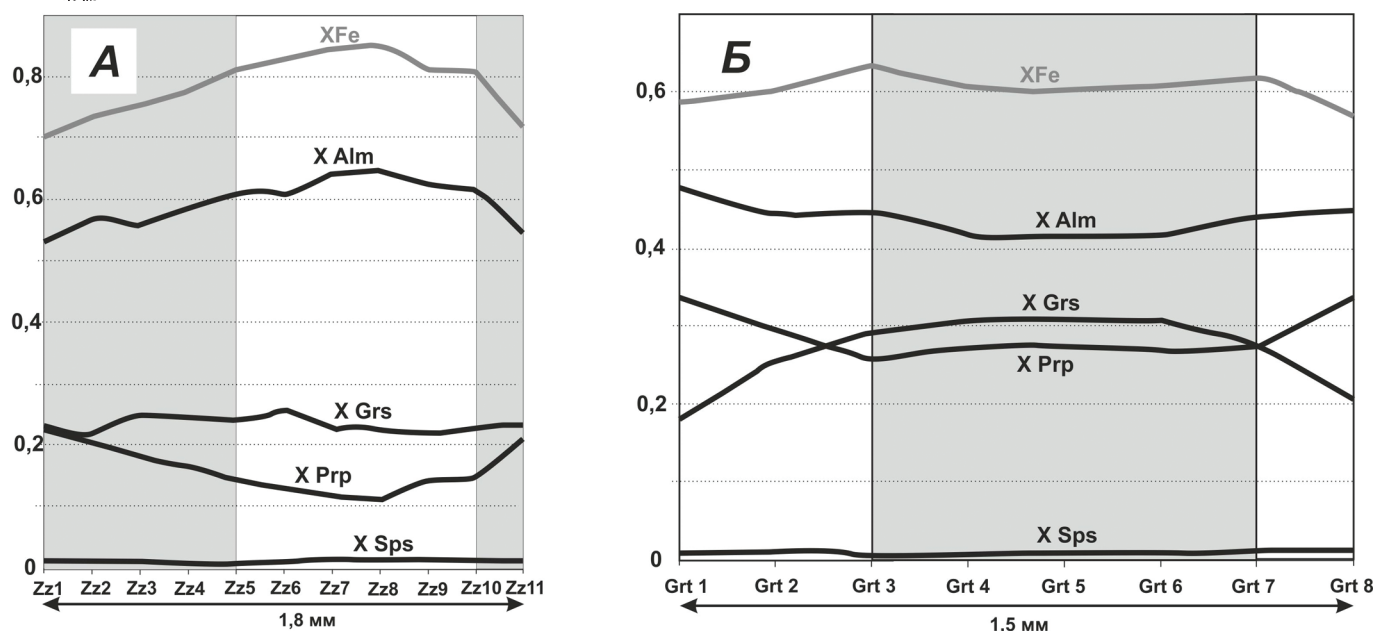


Рис. 4. Закономерности изменения основных компонентов гранатов эколлитов (А) и гранатовых пироксенитов (Б): X_{Fe} – $Fe/(Fe+Mg)$, X_{Alm} – альмандин (мол. %)/100, X_{Grs} – гроссуляр (мол. %)/100, X_{Prp} – пироп (мол. %)/100, X_{Sps} – спессартин (мол. %)/100

Таблица 2

Представительные анализы гранатов эколлитов кояндинской серии Анрахайского массива

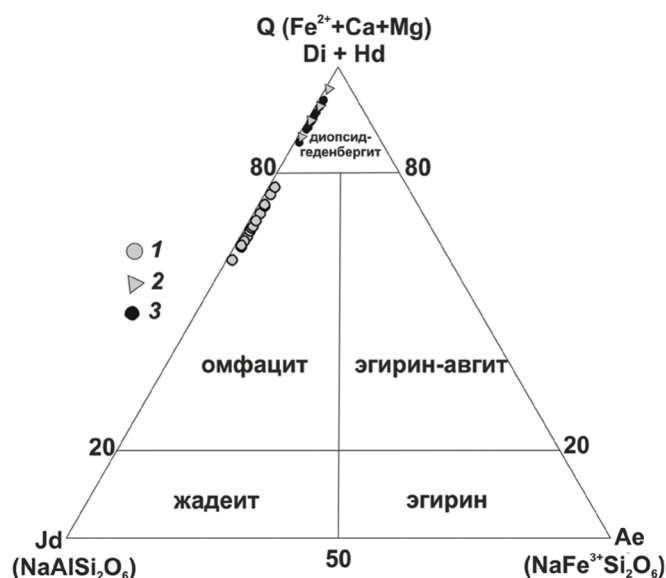
Образец	Zz1	Zz2	Zz3	Zz4	Zz5	Zz6	Zz7	Zz8	Zz9	Zz10	Zz11
SiO ₂	38,94	38,35	38,05	38,04	37,78	38,06	37,73	37,69	37,96	37,87	38,00
FeO	25,16	26,47	26,13	27,36	28,20	28,02	29,48	30,03	29,14	28,74	25,37
TiO ₂	0,07	0,05	0,06	0,08	0,07	0,09	0,09	0,11	0,09	0,07	0,03
NiO	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	21,89	21,19	21,39	21,16	21,09	21,06	20,72	20,59	20,94	21,15	20,89
MnO	0,59	0,53	0,50	0,47	0,36	0,47	0,62	0,65	0,64	0,57	0,48
CaO	8,57	7,90	9,11	8,87	8,62	9,20	8,16	8,07	7,92	8,27	8,54
MgO	6,01	5,40	4,81	4,44	3,70	3,28	3,05	2,95	3,82	3,86	5,61
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,03	0,00	0,01	0,01	0,03	0,04	0,03	0,00	0,02
K ₂ O	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Na ₂ O	0,05	0,00	0,02	0,07	0,06	0,01	0,04	0,07	0,04	0,03	0,02
Сумма	101,32	99,92	100,12	100,49	99,91	100,20	99,93	100,20	100,58	100,56	98,96
Si	2,99	3,00	2,98	2,98	2,99	3,00	3,00	3,00	2,99	2,98	3,00
Fe	1,61	1,73	1,71	1,79	1,87	1,85	1,96	2,00	1,92	1,89	1,67
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,98	1,95	1,97	1,96	1,97	1,96	1,94	1,93	1,95	1,96	1,94
Mn	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03
Ca	0,70	0,66	0,76	0,75	0,73	0,78	0,70	0,69	0,67	0,70	0,72
Mg	0,69	0,63	0,56	0,52	0,44	0,39	0,36	0,35	0,45	0,45	0,66
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Сумма	8,02	8,02	8,03	8,04	8,03	8,01	8,02	8,03	8,03	8,04	8,03
XAlm	0,53	0,57	0,56	0,58	0,61	0,61	0,64	0,65	0,62	0,61	0,54
XPrp	0,23	0,21	0,18	0,17	0,14	0,13	0,12	0,11	0,15	0,15	0,21
XGrs	0,23	0,22	0,25	0,24	0,24	0,26	0,23	0,22	0,22	0,23	0,23
XSps	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe/(Fe+Mg)	0,70	0,73	0,75	0,78	0,81	0,83	0,84	0,85	0,81	0,81	0,72
Mg/(Mg+Fe)	0,30	0,27	0,25	0,22	0,19	0,17	0,16	0,15	0,19	0,19	0,28

Примечание. Формулы в пересчете на 12 атомов кислорода. $X_{Alm} = Fe/(Fe + Mg + Ca + Mn)$; $X_{Grs} = Ca/(Fe + Mg + Ca + Mn)$; $X_{Prp} = Mg/(Fe + Mg + Ca + Mn)$. Здесь и далее измерения проводились на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL-8200 (Лаборатория анализа минерального вещества ИГЕМ РАН), оснащенный пятью волновыми и одним энергодисперсионным спектрометром, при ускоряющем напряжении 20 kV, токе зонда 20 nA, диаметре пучка 1 мк.

Представительные анализы гранатов из пироксенитов кояндинской серии Анрахайского массива

Примечание. Формулы в пересчете на 12 атомов кислорода. $X_{Alm} = Fe/(Fe + Mg + Ca + Mn)$; $X_{Grs} = Ca/(Fe + Mg + Ca + Mn)$; $X_{Spss} = Mn/(Fe + Mg + Ca + Mn)$; $X_{Prp} = Mg/(Fe + Mg + Ca + Mn)$

Моноклинный пироксен. В эколитах наблюдаются моноклинные пироксены двух генераций. Первая генерация — ксеноморфные реликтовые кристаллы, представленные омфацитом с вариациями содержания жадеита (Jd) от 28 до 35 мол. % и умеренными содержаниями диопсида (Di₄₄) (рис. 5, табл. 4). Ко второй генерации относится моноклинный пироксен, участвующей в строении симплектитовых агрегатов существенно диопсидового состава (Jd₁₇Di₅₈) (рис. 5, табл. 4).



35

Таблица 4

Представительные анализы моноклиновых пироксенов эклотитов кондинской серии Анграхайского массива

Образец	B28	B29	D1-5	D1-6	D1-7	D1-8	Vv1	Vv2	Vv3	Vv4	Vv5	Vv6	D1-3	D1-9	D2-4	D2-15
SiO ₂	53,53	53,70	53,94	53,96	54,25	54,28	53,97	54,40	53,32	53,86	54,72	53,46	52,67	53,10	52,65	52,30
NiO	0,06	0,01	0,06	0,03	0,02	0,08	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,00	0,05	0,05	0,05	0,04
TiO ₂	0,29	0,29	0,27	0,26	0,26	0,27	0,25	0,16	0,20	0,21	0,19	0,23	0,21	0,36	0,28	0,34
Al ₂ O ₃	7,74	7,82	8,43	8,21	7,89	8,06	8,09	9,06	8,27	7,66	7,97	8,21	3,30	3,12	4,26	4,99
FeO	7,47	7,18	6,96	6,95	7,25	7,13	7,58	7,21	8,01	7,74	6,39	7,32	7,80	7,89	8,27	8,26
CaO	17,19	16,97	16,64	16,74	16,83	16,86	16,17	15,25	16,31	16,61	16,49	16,18	21,35	22,13	20,72	20,10
MgO	9,51	9,54	9,28	9,50	9,57	9,62	9,03	8,94	8,99	9,41	9,78	9,21	12,75	12,30	11,64	11,12
MnO	0,04	0,03	0,03	0,06	0,04	0,06	0,07	0,00	0,08	0,04	0,05	0,02	0,12	0,07	0,10	0,08
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Na ₂ O	4,16	4,12	4,48	4,48	4,52	4,41	4,76	5,43	4,62	4,27	4,70	4,72	1,72	1,13	1,96	2,22
Cr ₂ O ₃	0,20	0,10	0,08	0,06	0,10	0,12	0,03	0,05	0,05	0,01	0,02	0,00	0,13	0,15	0,05	0,10
Сумма	100,19	99,77	100,17	100,23	100,74	100,87	99,95	100,49	99,85	99,83	100,33	99,36	100,10	100,29	99,97	99,57
Si	1,95	1,96	1,96	1,96	1,96	1,96	1,97	1,97	1,95	1,97	1,98	1,96	1,95	1,96	1,95	1,94
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al	0,33	0,34	0,36	0,35	0,34	0,34	0,35	0,39	0,36	0,33	0,34	0,35	0,14	0,14	0,19	0,22
Fe	0,23	0,22	0,21	0,21	0,22	0,22	0,23	0,22	0,25	0,24	0,19	0,22	0,24	0,24	0,26	0,26
Ca	0,67	0,66	0,65	0,65	0,65	0,65	0,63	0,59	0,64	0,65	0,64	0,64	0,85	0,88	0,82	0,80
Mg	0,52	0,52	0,50	0,51	0,52	0,52	0,49	0,48	0,49	0,51	0,53	0,50	0,70	0,68	0,64	0,62
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,29	0,29	0,32	0,32	0,32	0,31	0,34	0,38	0,33	0,30	0,33	0,34	0,12	0,08	0,14	0,16
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	4,02	4,01	4,01	4,01	4,02	4,01	4,02	4,03	4,03	4,01	4,01	4,02	4,03	4,00	4,02	4,01
Al IV	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,05	0,03	0,02	0,04	0,05	0,04	0,05	0,06
Al VI	0,29	0,30	0,32	0,31	0,30	0,30	0,32	0,35	0,31	0,30	0,32	0,32	0,10	0,10	0,14	0,16
Jd (мол.%)	28,287	28,283	30,630	30,239	30,071	29,590	31,706	35,225	30,742	28,754	31,338	31,549	11,524	8,028	13,501	15,474
Di (мол.%)	44,743	45,205	44,181	44,203	43,365	44,035	40,405	37,660	39,843	42,17	44,374	41,263	58,528	64,028	56,202	54,382

Примечание. B28—Vv6 — моноклиновые пироксены первой генерации, D1-3 — D2-15 — моноклиновые пироксены второй генерации (формулы в пересчете на 6 атомов кислорода).

Таблица 5

Представительные анализы моноклиновых пироксенов гранатовых пироксенитов кояндинской серии Апрахайского массива

Образец	D4	D5	D6	D7	D8	Tt-1	Tt-2	Tt-3	Y4	Y5	Y7	Y8	Y9	Y13
SiO ₂	54,46	54,31	54,92	54,26	54,84	53,82	53,99	54,13	54,76	53,72	53,43	54,83	54,50	54,62
NiO	0,02	0,04	0,10	0,11	0,05	0,12	0,11	0,11	0,07	0,12	0,14	0,13	0,04	0,16
TiO ₂	0,11	0,08	0,08	0,07	0,09	0,12	0,09	0,10	0,13	0,13	0,12	0,09	0,14	0,11
Al ₂ O ₃	3,73	3,44	3,57	3,63	2,95	3,30	3,12	3,29	4,89	4,76	5,31	4,23	5,03	4,65
FeO	6,02	5,84	5,74	5,80	5,74	5,67	5,48	5,59	4,64	4,68	5,46	5,15	4,66	5,38
CaO	20,61	21,12	20,63	20,59	21,02	20,83	21,08	21,00	20,96	20,89	19,78	20,06	20,68	19,78
MgO	13,20	13,34	13,51	13,27	13,68	13,17	13,36	13,38	13,45	13,14	12,94	13,28	13,26	13,45
MnO	0,04	0,06	0,08	0,03	0,01	0,06	0,06	0,02	0,05	0,08	0,11	0,05	0,05	0,06
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Na ₂ O	2,10	1,94	1,98	2,00	1,84	1,69	1,56	1,63	1,98	1,82	2,08	2,36	2,05	2,39
Cr ₂ O ₃	0,08	0,02	0,05	0,08	0,11	0,02	0,08	0,08	0,07	0,15	0,24	0,18	0,37	0,18
Сумма	100,38	100,17	100,65	99,84	100,33	98,81	98,94	99,32	101,01	99,49	99,60	100,36	100,78	100,78
Si	1,98	1,98	1,99	1,99	2,00	1,99	1,99	1,99	1,97	1,96	1,96	1,99	1,96	1,97
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,16	0,15	0,15	0,16	0,13	0,14	0,14	0,14	0,21	0,21	0,23	0,18	0,21	0,20
Fe	0,18	0,18	0,17	0,18	0,17	0,18	0,17	0,17	0,14	0,14	0,17	0,16	0,14	0,16
Ca	0,80	0,83	0,80	0,81	0,82	0,83	0,83	0,83	0,81	0,82	0,78	0,78	0,80	0,77
Mg	0,72	0,73	0,73	0,72	0,74	0,73	0,74	0,73	0,72	0,72	0,71	0,72	0,71	0,72
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,15	0,14	0,14	0,14	0,13	0,12	0,11	0,12	0,14	0,13	0,15	0,17	0,14	0,17
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Сумма	4,01	4,01	4,00	4,00	4,00	3,99	3,99	3,99	3,99	3,99	4,00	4,00	3,99	4,01
Al IV	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,04	0,04	0,01	0,04	0,03
Al VI	0,14	0,13	0,14	0,14	0,12	0,14	0,13	0,13	0,18	0,17	0,18	0,17	0,18	0,17
Jd (мол.%)	14,126	13,135	13,335	13,655	12,382	11,871	11,004	11,377	13,851	13,035	14,389	15,933	14,356	15,853
Di (мол.%)	60,929	63,483	61,708	62,029	63,340	64,758	66,481	65,547	67,505	68,652	61,035	61,356	66,719	59,073

Примечание. Формулы в пересчете на 6 атомов кислорода.

В гранатowych пироксенитах моноклинный пироксен, слагающий основную ткань, представлен диопсидом с более высоким содержанием Mg по сравнению с клинопироксеном в эклогитах ($Jd_{14}Di_{66}$) (рис. 5, табл. 5).

Амфиболы. В эклогитах амфибол представлен паргаситом (Si 6,27; Mg/(Mg+Fe) 0,57), ферропаргаситом (Si 5,64; Mg/(Mg+Fe²⁺) 0,44) и эденитом (Si 6,81; Mg/(Mg+Fe) 0,62) (табл. 6) [24].

В гранатowych пироксенитах амфибол представлен эденитом (Si 6,56; Mg/(Mg+Fe) 0,77) и магнезиальной роговой обманкой (Si 6,82; Mg/(Mg+Fe) 0,80; (Na+K)_A 0,45) (табл. 7) [24].

Эволюция прогрессивного метаморфизма эклогитов

Эклогиты кояндинской серии на 90 % изменены в условиях более низких ступеней метаморфизма, что затрудняет реконструкцию последовательности прогрессивного метаморфизма. Однако информация о возможных преобразованиях эклогитов на прогрессивном этапе может быть получена посредством изучения закономерности распределения и состава микровключений в зёрнах граната.

Гранат эклогитов обладает нормальной ростовой зональностью [31], на что указывают увеличение пироповой компоненты и уменьшение спессартиновой составляющей от ядра к периферии (рис. 4, А). Зёрна граната характеризуются выраженной химической зональностью (Fe-Са центральная зона и существенно магнезиальная периферия) (рис. 4, А); при этом реликтовые микровключения, расположенные в пределах зёрен, распределены согласно химической зональности, что позволяет отнести их к минеральным ассоциациям ранних прогрессивных стадий метаморфизма. Так, находящиеся в центральной—промежуточной зоне (гранат Zz7, табл. 2) включения клиноцоизита и амфибола (Amph L1—3, табл. 6) характеризуют ассоциацию гранатowych амфиболитов; расположенные в периферийной зоне (гранат Zz2, табл. 2) редкие включения кварца и рутила предполагают рост данной части в условиях эклогитовой фации. Переход от условий амфиболитовой фации к условиям эклогитовой фации может быть представлен в виде сбалансированной по зарядам щелочной реакции, идущей с нейтральным объёмным эффектом ($V = 0$):

Таблица 6

Представительные анализы амфиболов эклогитов кояндинской серии Анрахайского массива
(формулы в пересчете на 23 атома кислорода)

Образец	L1-3	D2-7	D2-10	Bb-4	Yy18	Xx12	Xx2
SiO ₂	40,68	47,00	43,72	38,95	41,20	43,31	38,13
NiO	0,01	0,11	0,09	0,00	0,00	0,04	0,00
TiO ₂	1,15	0,82	0,87	0,37	1,48	1,30	0,08
Al ₂ O ₃	18,97	9,26	11,01	16,94	13,64	12,14	21,41
FeO	16,03	13,87	15,25	16,07	16,22	16,56	17,42
CaO	9,62	13,54	11,83	11,13	10,12	11,69	11,05
MgO	7,27	12,56	11,68	8,72	10,27	11,29	7,65
MnO	0,01	0,05	0,09	0,12	0,13	0,08	0,18
K ₂ O	0,23	0,20	0,26	0,40	1,17	0,12	0,06
Na ₂ O	3,52	1,91	2,20	2,76	2,86	2,86	3,30
Cr ₂ O ₃	0,03	0,13	0,11	0,09	0,04	0,00	0,03
Сумма	97,51	99,49	97,12	95,54	97,21	99,38	99,31
Si	6,04	6,81	6,54	5,98	6,23	6,38	5,64
Ni	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,13	0,09	0,10	0,04	0,17	0,14	0,01
Al	3,32	1,58	1,94	3,06	2,43	2,11	3,73
Fe	1,99	1,68	1,91	2,06	2,05	2,04	2,16
Ca	1,53	2,10	1,90	1,83	1,64	1,84	1,75
Mg	1,61	2,71	2,61	1,99	2,31	2,48	1,69
Mn	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02
K	0,04	0,04	0,05	0,08	0,23	0,02	0,01
Na	1,01	0,54	0,64	0,82	0,84	0,82	0,95
Cr	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Сумма	15,69	15,58	15,72	15,89	15,91	15,84	15,96
Al IV	1,83	1,10	1,36	1,98	1,60	1,48	2,35
Al VI	1,50	0,48	0,59	1,08	0,82	0,63	1,38
Mg/(Mg+Fe)	0,45	0,62	0,58	0,49	0,53	0,55	0,44

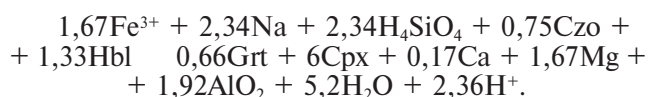
Примечание. Представительные анализы амфиболов эклогитов кояндинской серии Анрахайского массива (формулы в пересчете на 23 атома кислорода; сумма катионов 16).

Таблица 7

Представительные анализы амфиболов гранатовых пироксенитов кояндинской серии Анрахайского массива
(формулы в пересчете на 23 атома кислорода)

Образец	Y1	Y6	D1	D2	B7	T8
SiO ₂	46,16	47,76	48,07	49,65	46,183	48,61
NiO	0,08	0,15	0,06	0,04	0,131	0,38
TiO ₂	0,55	0,19	0,48	0,24	0,559	0,39
Al ₂ O ₃	12,09	10,91	11,70	10,17	10,337	8,93
FeO	7,42	7,40	9,77	8,64	9,58	7,94
CaO	11,54	11,77	11,29	11,17	10,823	11,22
MgO	15,97	16,85	14,56	15,88	15,142	16,79
MnO	0,02	0,03	0,08	0,06	0,023	0,07
K ₂ O	0,03	0,01	0,01	0,02	0,181	0,65
Na ₂ O	1,63	1,64	1,75	1,70	2,011	1,43
Cr ₂ O ₃	0,36	0,17	0,05	0,06	0,439	0,23
Сумма	96,27	96,90	97,82	97,62	95,551	96,72
Si	6,68	6,82	6,85	7,04	6,79	7,00
Ni	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02	0,04
Ti	0,06	0,02	0,05	0,03	0,06	0,04
Al	2,06	1,84	1,96	1,70	1,79	1,52
Fe	0,90	0,88	1,16	1,02	1,18	0,96
Ca	1,79	1,80	1,72	1,70	1,71	1,73
Mg	3,44	3,59	3,09	3,36	3,32	3,61
Mn	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
K	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,12
Na	0,46	0,45	0,48	0,47	0,57	0,40
Cr	0,04	0,02	0,01	0,01	0,05	0,03
Сумма	15,44	15,45	15,35	15,32	15,52	15,45
Al IV	1,26	1,16	1,10	0,94	1,15	0,96
Al VI	0,80	0,68	0,87	0,76	0,64	0,56
Mg/(Mg+Fe)	0,79	0,80	0,73	0,77	0,74	0,79

Примечание. Представительные анализы амфиболов гранатовых пироксенитов кояндинской серии Анрахайского массива (формулы в пересчете на 23 атома кислорода; сумма катионов 16).



Данная реакция отражает процесс эклогитизации гранатовых амфиболитов и позволяет рассматривать их в качестве протолита для эклогитов (рис. 6).

Параметры формирования ассоциации гранатовых амфиболитов прогрессивной стадии (предположительного протолита для эклогитов) были оценены с помощью гранат-амфиболового геотермометра (принимая условия давления, сопоставимые с умеренными) и соответствуют полю амфиболитовой фации (T 600° C; P 0,7—0,8 ГПа) [21].

Эволюция прогрессивного метаморфизма гранатовых пироксенитов

Минеральные включения зерен граната в гранатовых пироксенитах представлены диопсидом, сходным с диопсидом основной ткани пород (табл. 5). Кроме того гранат пироксенитов обнаруживает отчетливую химическую зональность (рис. 4, Б), которая выражается в стабильном содержании в

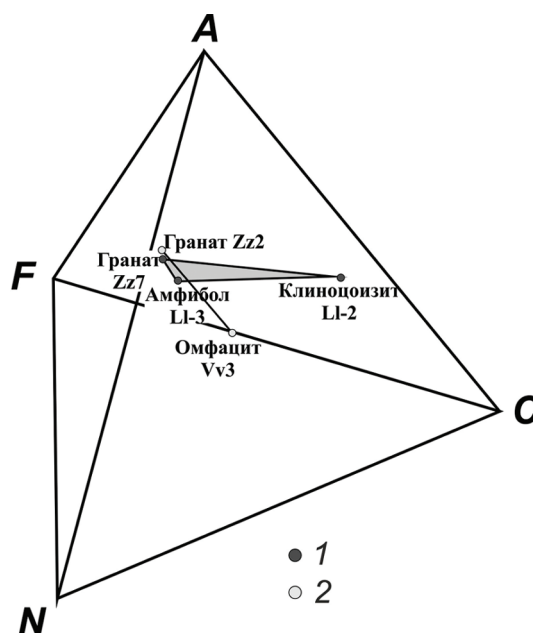


Рис. 6. Тетраэдрическая ACFN (Al_2O_3 -CaO-FeO- Na_2O) диаграмма, демонстрирующая переход от ассоциации гранатовых амфиболитов (1) (прогрессивный этап) к ассоциации эклогитов (пиковый этап) (2)

центральной зоне алмандиновой, пироповой иgrossуляровой составляющих. Подобные «плоские» профили могут быть обусловлены высокими скоростями диффузии Са, Mg и Fe при повышенных температурах (800°C и более) [31]. Также зёрна граната характеризуются уменьшением содержания Са (grossуляра) к периферии (на фоне повышения содержания Mg (пироба) к краям)). Это может указывать на его рост в течение регрессивного метаморфизма (от пиковых условий до параметров более низких ступеней). При этом включения клинопироксена ($Jd_{14}Di_{66}$) (табл. 5) в центральной зоне граната (Grt5, табл. 3) рассматриваются как реликтовые минералы пика метаморфизма.

Оценка P — T параметров пика высокостарического метаморфизма

Ассоциация гранат + омфациит + кварц + рутил характеризует пик прогрессивного метаморфизма эклогитов. Для оценки параметров давления были использованы анализы моноклинического пироксена с наиболее высоким содержанием жадеитового компонента. При использовании геобарометра, основанного на реакции альбит (Ab) = жадеит (Jd) + кварц (Qtz), для интервала температур 600—1200°C были получены оценки минимального давления, соответствующие высокому содержанию Jd (31)—2,1 ГПа [14] (табл. 4). Полученные значения несколько выше таковых, вычисленных с использованием плагиоклаз-клинопироксен-кварцевого геобарометра А.Л. Перчука [4], составляющих 1,8—1,85 ГПа.

Для оценки температуры были использованы анализы моноклинического пироксена с высоким содержанием жадеитового компонента (Jd_{31}) (Vv3, табл. 4) и Mg зоны граната (Zz2, табл. 2), равновесность которых может быть предположена на основании химической зональности указанных минералов. Исходя из данных по химическому составу клинопироксенов и гранатов эклогитов, магниевая периферийная зона граната и один из наиболее натриевых клинопироксенов совместно с рутилом и кварцем представляют пиковую ассоциацию эклогитовой фации. Полученные оценки температур соответствуют 750°C [20].

Отсутствие в прогрессивной ассоциации гранатовых пироксенитов кварца ограничивает применение геобарометра, основанного на реакции $Ab = Jd + Qtz$. Исходя из структурной близости гранатовых пироксенитов с эклогитами, выраженной в их нередком чередовании в пределах одного тела, при определении температур для ассоциации Са—Mg внутренней зоны граната ($Sps_{14}Prp_{28}Grs_{30}Alm_{41}$) (табл. 3) и содержащихся в ней включений диопсида (Y7) ($Jd_{14}Di_{61}$) (табл. 5), соответствующей пику прогрессивного метаморфизма гранатовых пироксенитов, давление было принято, как и в эклогитах

($P = 1,8$ — $2,1$ ГПа). Полученные оценки температур составляют 750—770°C [20].

Использование геотермометра, основанного на содержании Zr в рутиле (Zr (эклогиты) — 0,05—0,08 мас.%; Zr (гранатовые пироксениты) — 0,04—0,05 мас.%;), позволило рассчитать пиковые параметры температуры формирования как эклогитов, так и гранатовых пироксенитов, составляющие 750—840°C [35].

Помимо классической геотермобарометрии для эклогитов и гранатовых пироксенитов были построены псевдосекции (рис. 7, 8) с использованием программного обеспечения *Perple_X* (версия 6.7.2; база данных разработана Holland & Powell [12, 15]). В пределах псевдосекции эклогитов (образец P-56/2) для интервала температур 600—930°C и давлений 0,5—2 ГПа выделяются относительно узкие ди- и тривариантные области, указывающие на формирование амфибол-клиноцоизит-гранатового парагенезиса (предположительного протолита для эклогита) в интервале 640—680°C при давлении 0,5—1 ГПа (рис. 7). При давлении около 1,2 ГПа, очевидно, начинается формирование омфациита (с активностью 0,22, характеризующей принадлежность моноклинического пироксена к омфацииту [27]) по реакции $Ab = Jd + Qtz$. Область равновесия ассоциации граната, омфациита, рутила и кварца (соответствующая эклогитовой фации) достаточно обширна и нуждается в ограничении по составам минералов и данным классической геотермобарометрии. Среднее значение температуры, полученное исходя из содержания Zr в рутиле (около 800°C) при пересечении с линией реакции $Ab = Jd + Qtz$ с активностью жадеита 0,35 (сплошная белая линия) (Vv3, табл. 4) соответствует давлению около 1,6 ГПа, что меньше, чем полученные значения с использованием классических геобарометров [4, 14].

В пределах псевдосекции гранатовых пироксенитов (образец P-56/6) для интервала температур 600—920°C и давлений 0,5—2 ГПа (рис. 8) выделяются очень узкие моно- и дивариантные области, предполагающие формирование амфибол-клинопироксен-гранатовых ассоциаций (протолита для гранатовых пироксенитов) при T 650°C и P 0,75 ГПа. Область равновесия граната, диопсида, рутила и ильменита является, как и в случае пиковой ассоциации эклогитов, достаточно обширной. Поэтому на основании структурной и пространственной близости гранатовых пироксенитов с эклогитами, а также сходных параметров пика температуры (определенного по содержанию Zr в рутиле — 800°C), давление принимается эквивалентным 1,6 ГПа.

Таким образом, полученные данные характеризуют параметры пика прогрессивного метаморфизма эклогитов и гранатовых пироксенитов (T 750—840°C и P 1,6—2,1 ГПа) как соответствующие условиям эклогитовой фации.

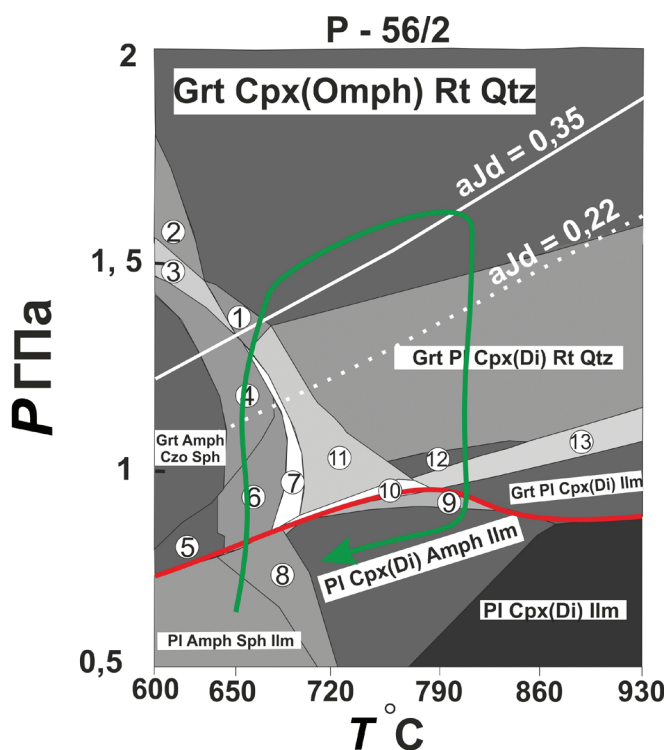
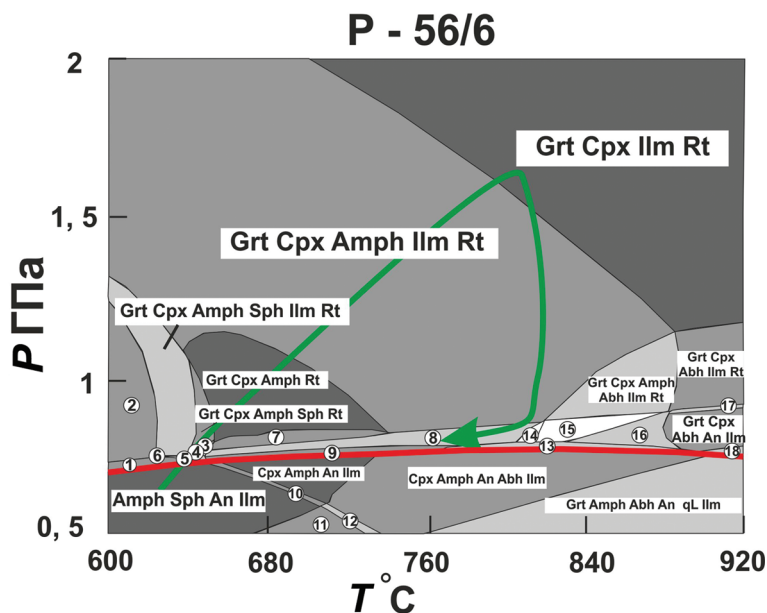


Рис. 7. Псевдосекция для эклогитов (образец P - 56/2; система NCFMASHT ($\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2$)): цифры в кружках: 1 – Grt-Cpx-(Omph)-Rt-Qtz; 2 – Grt-Cpx(Omph)-Czo-Rt-Qtz; 3 – Grt-Cpx(Omph)-Amph-Czo-Rt-Qtz; 4 – Grt-Cpx(Omph)-Amph-Czo-Sph; 5 – Grt-Czo-Sph-Ilm; 6 – Grt-Pl-Cpx-Amph-Sph; 7 – Grt-Pl-Cpx-Amph-Sph-Rt-Qtz; 8 – Pl-Cpx(Di)-Amph-Sph-Ilm; 9 – Grt-Pl-Cpx-Amph-Ilm; 10 – Grt-Pl-Cpx-Amph-Ilm-Rt-Qtz; 11 – Grt-Pl-Cpx(Di)-Amph-Rt-Qtz; 12 – Grt-Pl-Cpx(Di)-Rt; 13 – Grt-Pl-Cpx(Di)-Amph-Ilm-Rt. Grt – гранат, Cpx(Omph) – клинопироксен (омфациит), Cpx(Di) – клинопироксен (диопсид), Czo – клиноцоизит, Sph – сфен, Ilm – ильменит, Rt – рутил, Pl – плагиоклаз, Amph – кальциевый амфибол, Qtz – кварц; линии: сплошная белая – реакция, определяющая формирование жадеита с активностью 0,35 (Vv3, таблица 4), прерывистая белая – реакция, определяющая формирование жадеита с активностью 0,22 (омфациита) [27], сплошная красная – появление граната, сплошная зеленая – предполагаемый P–T тренд эклогитов

Рис. 8. Псевдосекция для гранатовых пироксенитов (образец P - 56/6; система NCFMASHT ($\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2$)): цифры в кружках: 1 – Grt-Amph-Sph-An-Rt; 2 – Grt-Amph-Sph-Ilm-Rt; 3 – Grt-Cpx-Amph-Sph-An-Rt; 4 – Grt-Cpx-Amph-Sph-An-Ilm-Rt; 5 – Grt-Cpx-Amph-Sph-An-Ilm; 6 – Grt-Amph-Sph-An-Ilm-Rt; 7 – Grt-Cpx-Amph-An-Rt; 8 – Grt-Cpx-Amph-An-Ilm-Rt; 9 – Grt-Cpx-Amph-An-Ilm; 10 – Cpx-Amph-Sph-An-Ilm; 11 – Amph-Sph-An-Abh-Ilm; 12 – Cpx-Amph-Sph-An-Abh-Ilm; 13 – Grt-Cpx-Amph-An-Ab-Ilm; 14 – Grt-Cpx-Amph-An-Ab-Ilm-Rt; 15 – Grt-Cpx-Amph-Abh-An-Ilm-Rt; 16 – Grt-Cpx-Amph-Abh-An-Ilm; 17 – Grt-Cpx-Abh-An-Ilm-Rt; 18 – Grt-Cpx-Abh-An-qL-Ilm. Grt – гранат, Cpx – клинопироксен (диопсид), Sph – сфен, Ilm – ильменит, Rt – рутил, An – анортит, Ab – альбит, Abh – высоконатриевый альбит, Amph – кальциевый амфибол, qL – силикатный расплав; линии: сплошная красная – появление граната, сплошная зеленая – предполагаемый P–T тренд гранатовых пироксенитов



Общие особенности проявления регрессивных изменений эклогитов и гранатовых пироксенитов

Ретроградные изменения эклогитов можно охарактеризовать в несколько этапов. Наиболее ранние приводят к замещению Cpx омфацитового состава (Jd_{31}) симплектитовым срастанием Cpx (Di_{54}) и кислого плагиоклаза. Параметры формирования данной ассоциации ($T 765^\circ\text{C}$; $P 1,35$ ГПа) соответствуют условиям гранулитовой фации [20, 28].

Дальнейшее понижение температуры и давления проявляется в образовании двух парагенетических ассоциаций. Одна из них, а именно паргасит

(Si 5,98; $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) 0,49$) и андезин, замещает краевую зону граната; другая — клиноцоизит и эденит (Si 6,81; $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) 0,62$), формируется за счёт пироксен-плагиоклазовых симплектитов (табл. 6). Данные ассоциации отвечают амфиболитовой фации метаморфизма.

Наиболее поздние регрессивные изменения приводят к замещению амфибол-плагиоклазовых парагенезисов ассоциацией актинолита, эпидота и основного плагиоклаза. Данная ассоциация отвечает эпидот-амфиболитовой фации.

Регрессивные изменения гранатовых пироксенитов достаточно однообразны и выражены в по-

всеместном замещении моноклинного пироксена диопсидового состава (Di_{66}) эденитом (Si 6,79; $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ 0,74) и магнезиальной роговой обманкой (Si 6,82; $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ 0,80; $(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}}$ 0,45) (табл. 7); подобные преобразования характеризуют условия амфиболитовой—эпидот-амфиболитовой фаций.

Реконструкция состава протолитов эклогитов и гранатовых пироксенитов

Петрохимические особенности эклогитов и гранатовых пироксенитов указывают на то, что их протолиты были представлены магматическими породами ультраосновного — основного состава толеитовой серии (рис. 3).

Близкие оценки параметров прогрессивного метаморфизма, как и совместное участие эклогитов и гранатовых пироксенитов в строении отдельных линз и будин, предполагают совместное нахождение данных пород на протяжении всей эволюции метаморфизма, а также генетическую связь их протолитов, вероятно, участвовавших в строении одного структурно-вещественного комплекса.

Несмотря на принадлежность к одной петрохимической группе ультраосновных пород, минеральные ассоциации прогрессивного и регрессивного этапов метаморфизма эклогитов и гранатовых пироксенитов демонстрируют существенные различия и, вероятно, определяются различием в химическом составе их протолитов.

Так, для пика прогрессивного метаморфизма эклогитов характерна ассоциация минералов, отличающихся большей железистостью (гранат — $\text{Sps}_1\text{Prp}_{21}\text{Gr}_{22}\text{Alm}_{56}$) и повышенными содержаниями Na, Al (омфациит — $\text{Jd}_{31}\text{Di}_{40}$) с кварцем. В то время как пику прогрессивного метаморфизма гранатовых пироксенитов соответствует бескварцевая ассоциация более магнезиальных минералов — граната ($\text{Sps}_1\text{Prp}_{27}\text{Gr}_{30}\text{Alm}_{42}$) и моноклинного пироксена ($\text{Jd}_{14}\text{Di}_{66}$).

Различия сохраняются и на регрессивном этапе метаморфизма. Снижение температуры и давления приводит к образованию в эклогитах разнообразных симплектитовых образований с участием плагиоклаза, клиноцоизита и эденита. Регрессивные изменения гранатовых пироксенитов выражены исключительно в образовании магнезиальной роговой обманки.

Данные различия указывают на то, что по химическому составу дометаморфический протолит эклогитов отличался более высокими содержаниями Na, Al и железистостью. Состав протолита гранатовых пироксенитов — более высокой магнезиальностью. Подобные различия могут отражать фракционирование первичных магматических минералов, таких как моноклинный пироксен и плагиоклаз при дифференциации родоначального расплава.

Эти особенности позволяют предполагать, что протолиты эклогитов и гранатовых пироксенитов принадлежали к одной группе дифференцированных магматических пород толеитовой серии.

Особенностью высокobarических метаморфических комплексов, маркирующих субдукционно-коллизийные процессы, является гетерогенное строение, отражающее совмещение различных как коровых, так и мантийных комплексов на стадии эксгумации. Исходя из этого весьма актуальным представляется вопрос о палеотектоническом положении и формационной принадлежности протолитов эклогитов и гранатовых пироксенитов.

Принято считать, что меланократовые породы, участвующие в строении метаморфических поясов высоких и сверхвысоких давлений могут представлять собой метаморфизованные фрагменты океанической, континентальной коры, либо являться эксгумированными фрагментами мантии [13].

Ранее на основании петрохимических особенностей гранатовых пироксенитов, выраженных в низком содержании SiO_2 и Na_2O , характерных для ультраосновных пород, было предположено мантийное происхождение [9].

Представленные авторами данные, характеризующие особенности вещественного состава как гранатовых пироксенитов, так и эклогитов, позволяют предложить иную интерпретацию палеотектонического положения их протолитов. Установлено, что эволюция эклогитов и гранатовых пироксенитов включала этапы прогрессивного метаморфизма, происходившего на фоне роста давления и температуры при погружении пород. Уровень погружения может быть 50—70 км, что соответствует давлению 1,6—2,1 ГПа на пике метаморфизма эклогитов. Это даёт основание полагать, что до метаморфизма протолиты эклогитов и гранатовых пироксенитов участвовали, вероятно, в строении более высоких горизонтов земной коры. Приблизительной оценке этого уровня земной коры может соответствовать давление 7—8 ГПа, отвечающее формированию амфибол-клиноцоизитового парагенезиса, предшествующего эклогитовому.

Учитывая низкие содержания в меланократовых высокobarических породах кояндинской серии (мас. %): SiO_2 (37,37 45,2), Al_2O_3 (12 15,43), MgO (5,14 10,06) на фоне высоких содержаний FeO (общее) (11,6 20,75) и TiO_2 (1,8 4,45), представляется целесообразным относить данные породы к Fe-Ti типу гранатовых ультрабазитов [10].

Ультраосновные породы с подобной геохимической спецификой являются неотъемлемой частью строения большинства высокobarических и ультравысокobarических метаморфических комплексов Западной Норвегии [10], Богемского массива [25], пояса Дабе (Восточный Китай) [37], Кокчетавского массива (Северный Казахстан) [5] и др.

Палеотектоническое положение этих пород определяется их связью с этапом магматизма, который предшествовал началу погружения континентальной коры в субдукционном канале. А геохимические особенности подразумевают внутриплитную обстановку проявления этого этапа магматизма, приведшего к насыщению нижних и средних горизонтов континентальной коры базитовыми расплавами толеитовой серии [13].

Таким образом, протолиты гранатовых ультрабазитов кояндинской серии представляли собой дифференцированные магматические комплексы ультраосновного—основного состава, залегающие в разрезе континентальной коры.

Обсуждение

Полученные данные свидетельствуют, что при формировании кояндинской серии Анрахайского массива метаморфизм достигал уровня эклогитовой фации. Отражением этого процесса стало образование эклогитов и гранатовых пироксенитов, для которых получены параметры пика прогрессивного метаморфизма (P 1,6—2,1 ГПа, T 750—840°C), что позволяет относить их к высокobarического метаморфическим образованиям.

Современные представления о развитии складчатых поясов предполагают, что проявления высокobarического метаморфизма приурочены к зонам конвергенции литосферных плит и связаны с погружением океанической или утонённой континентальной коры на значительные глубины и последующую её быструю эксгумацию.

Развитие юго-западной части каледонид Казахстана и Северного Тянь-Шаня во многом определялось заложением в раннем кембрии зоны субдукции коры Джалаир-Найманского океанического бассейна под утоненный край Анрахайского сиалического массива и развитием на его сиалическом основании островодужной системы [9]. Допускается также возникновение в раннем кембрии энсиматической островодужной системы, отделившей пассивную окраину крупного континентального блока, в состав которого входил и Анрахайский массив, и краевой Джалаир-Найманский бассейн от океана [1].

Вне зависимости от выбранной модели, начиная с позднего кембрия, предполагается субдукция утоненной континентальной коры Анрахайского массива под островную дугу и их последующая коллизия, сопровождавшаяся закрытием краевого бассейна [1, 9].

На участие в процессах субдукции комплексов континентальной коры Анрахайского массива указывают преобладающие в строении кояндинской серии гранат-биотитовые гнейсы, содержащие детритовые цирконы с интервалом возрастов от

694±7 млн. лет до 2557±27 млн. лет [9]. Таким образом, формирование гнейсов происходило за счёт метаморфизма зрелых континентальных осадков, участвовавших, вероятно, в строении довендского фундамента Анрахайского массива.

Выделение в строении кояндинской серии эклогитов и гранатовых пироксенитов позволяет предположить, что в субдукцию были вовлечены и более глубокие горизонты континентальной коры Анрахайского блока, насыщенные ультраосновными — основными породами толеитовой спецификации.

Таким образом, оценка времени формирования гранатовых пироксенитов (490±3 млн. лет) [9] должна рассматриваться как время проявления высокobarического метаморфизма, который испытали при субдукции комплексы утонённого края континентальной коры Анрахайского блока.

Учитывая раннеордовикский возраст проявления высокobarического метаморфизма в пределах Анрахайского массива, внутриплитный магматизм, приведший к насыщению континентальной коры ультраосновными—основными толеитовыми расплавами и формированию протолитов эклогитов и гранатовых пироксенитов, должен был проявиться в доордовикский этап развития массива.

Выводы

1. Различия в минеральном и химическом составах эклогитов и гранатовых пироксенитов позволяют выделить в строении кояндинской серии Анрахайского сиалического массива два типа высокobarических метаморфических пород — эклогиты и гранатовые пироксениты.

2. Минимальные оценки температур и давлений формирования минеральных ассоциаций эклогитов и гранатовых пироксенитов, отвечающих пику прогрессивного метаморфизма, составляют (T 750—840°C; P 1,6—2,1 ГПа) и соответствуют уровню эклогитовой фации.

3. Дометаморфические протолиты эклогитов и гранатовых пироксенитов участвовали в строении одного структурно-вещественного комплекса, представленного группой дифференцированных магматических пород толеитовой серии.

4. Особенности минерального и химического составов эклогитов и гранатовых пироксенитов позволяют отнести их к Fe-Ti типу гранатовых ультрабазитов и рассматривать в качестве их протолита ультраосновные породы, являющиеся производными толеитовых расплавов, внедрённых до метаморфизма в континентальную кору.

Работа выполнена за счёт средств Российского научного фонда (проект № 14-27-00058) и гранта РФФИ (проект № 14-05-00920).

ЛИТЕРАТУРА

- Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Модель кембрийской коллизии дуга—континент для палеозойд Казахстана // Геотектоника. 2007. № 1. С. 71–96.
- Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.
- Ефимов И.А., Боровинская Л.Г., Найденов Б.М. Эклогиты Южного Казахстана и их радиологический возраст // Проблемы металлогении Казахстана. Алма-Ата, 1983. С. 81–115.
- Перчук А.Л. Новый вариант омфациит-альбит-кварцевого геобарометра с учетом структурных состояний омфациита и альбита // Докл. АН СССР. 1992. Т. 324. С. 1286–1189.
- Ревертатто В.В., Селятицкий А.Ю. Оливин-гранатовые, оливин-шпинелевые и ортопироксеновые метаморфические породы Кокчетавского массива, Северный Казахстан // Петрология. 2005. Т. 13. № 6. С. 564–591.
- Ранний докембрий Центрально-Азиатского складчатого пояса. СПб.: Наука, 1993. 272 с.
- Рязанцев А.В., Дегтярев К.Е., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Офиолиты Джалаир-Найманской зоны (Южный Казахстан): строение разрезов, обоснование возраста // Докл. РАН. 2009. Т. 427. № 3. С. 359–364.
- Чу-Илийский рудный пояс. Геология Чу-Илийского региона. Алма-Ата: Наука, КазССР, 1980. 504 с.
- Alexeiev D.V., Ryzantsev A.V., Kröner A., et al. Geochemical data and zircon ages for rocks in a high-pressure belt of Chu-Yili Mountains, southern Kazakhstan: Implications for the earliest stages of accretion in Kazakhstan and the Tianshan // J. of Asian Earth Sci. 2011. V. 42. P. 805–820.
- Carswell, D.A., Harvey, M.A., Al-Samman A. The Petrogenesis of constraining Fe-Ti and Mg-Cr garnet peridotite types in the high grade gneiss complex of Western Norway // Bull. Mineral. 1983. N 106. P. 727–750.
- Coleman, R.G., Wang, X. Overview of the geology and tectonics of UHPM // Coleman, R.G., Wang, X. (Eds.), Ultrahigh Pressure Metamorphism. Cambridge University Press. 1995. P. 1–32.
- Connolly J.A.D. Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. N 236 (1). P. 524–541.
- Ernst W.G., Hacker B.R. and Liou J.G. Petrotectonics of ultrahigh-pressure crustal and upper-mantle rocks — Implications for Phanerozoic collisional orogens // Geological Society of America. Special Paper. 2007. N 433. P. 27–49.
- Holland T.J.B. The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600–1200°C // American Mineralogist. 1980. N 65. P. 129–134.
- Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // Journal of Metamorphic Geology. 1998. N 16. P. 309–343.
- Katayama I., Maruyama S., Parkinson C.D., Terada K. and Sano Y. Ion micro-probe U-Pb zircon geochronology of peak and retrograde stages of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // Earth and Planetary Science Letters. 2001. V. 188. P. 185–198.
- Katayama I., Mukou A., Iizuka T., Maruyama S., Terada K., Tsutsumi T., Sano S., Zhang R.Y., and Liou J.G. Dating of zircon from Ti-clinohumite-bearing garnet peridotite: Implication for timing of mantle metasomatism // Geology. 2003. V. 31. P. 713–716.
- Konopelko D., Kullerud K., Apayarov F., Sakiev K., Baruleva O., Ravna E., Lepekhina E. SHRIMP zircon chronology of HP–UHP rocks of the Makbal metamorphic complex in the Northern Tien Shan, Kyrgyzstan // Gondwana Research. 2012. V. 22 (1). P. 300–309.
- Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // American mineralogist. 1983. N 68. P. 277–279.
- Krogh Ravna E. The garnet-clinopyroxene Fe²⁺ – Mg geothermometer: an updated calibration // Journal of metamorphic Geology. 2000. N 18. P. 211–219.
- Krogh Ravna E. Distribution of Fe²⁺ and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet–hornblende Fe–Mg geothermometer // Lithos. 2000. N 53. P. 265–277.
- Kröner A., Windley B.F., Badarch G., Tomurtogoo O., Hegner E., Jahn B.M., Gruschka S., Khain E.V., Demoux A., Wingate M.T.D. Accretionary growth and crust formation in the Central Asian orogenic belt and comparison with the Arabian–Nubian shield. In: Hatcher, R.D., Carlson, M.P., McBride, J.H., Martinez Catalan, J.R. (Eds.), 4-D Framework of Continental Crust // Geological Society of America Memoirs. 2007. P. 181–209.
- Kröner A., Alexeiev D.V., Hegner E., Rojas-Agramonte Y., Corsini M., Chao Y., Wong J., Windley B.F., Liu D., Tretyakov A.A. Zircon and muscovite ages, geochemistry, and Nd–Hf isotopes for the Aktyuz metamorphic terrane: Evidence for an Early Ordovician collisional belt in the northern Tianshan of Kyrgyzstan // Gondwana Research. 2012. N 21. P. 901–927.
- Leake B.E., Wooley A.R., Arps C.E. et al. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names // The Canadian Mineralogist. 1997. N 35. P. 219–246.
- Medaris Jr., L.G., Beard B.L., Johnson C.M., Valley J.W., Spicuzza M.J., Jelinek E., and Misař Z. Garnet pyroxenite and eclogite in the Bohemian Massif: Geochemical evidence for Variscan recycling of subducted lithosphere // Geologische Rundschau. 1995a. N 84. P. 489–505.
- Medaris Jr., L.G. Garnet peridotites in Eurasian high-pressure and ultrahigh-pressure terranes: a diversity of origins and thermal histories // Int. Geol. Rev. 1999. N 41. P. 799–815.
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K. et al. Nomenclature of pyroxenes // American Mineralogist. 1988. N 73. P. 1123–1133.
- Newton R.C., Perkins D. Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages Grt–Pl–Opx(Cpx)–Qtz // American Mineralogist. 1982. N 67. P. 203–222.
- Orozbaev R.T., Takasu A., Bakirov A.B., Tagiri M., Sakiev K.S. Metamorphic history of eclogites and country rock gneisses in the Aktyuz area, Northern Tien-Shan, Kyrgyzstan: a record from initiation of subduction through to oceanic closure by continent–continent collision // Journal of Metamorphic Geology. 2010. N 28. P. 317–339.
- Rojas-Agramonte Y., Herward D., Garcia-Casco A., Kröner A., Alexeiev D.V., Klemd R., Buhel S. and Barth M. Early Palaeozoic deep subduction of continental crust in the Kyrgyz North Tianshan: evidence from Lu–Hf garnet geochronology and petrology of mafic dikes // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2013. V. 166. Issue 2. P. 525–543.
- Spear F.S. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Monograph. Mineralogical Society of America. Chantilly, US. 1995. P. 582–639.
- Tagiri M., Takiguchi S., Ishida C., Noguchi T., Kimura M., Bakirov A., Sakiev K., Takahashi M., Takasu A., Bakirov A., Togonbaeva A., Suzuki A. Intrusion of UHP metamorphic rocks into the upper crust of Kyrgyzstan Tien-Shan: P–T path and metamorphic age of the Makbal Complex // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. 2010. N 105. P. 233–250.
- Togonbaeva A., Takasu A., Bakirov A.A., Sakura T., Tagiri M., Bakirov A.B., Sakiev K. CHIME monazite ages of garnet-chloritoid-talc schist in the Makbal complex, Northern Kyrgyz Tien-Shan, first report of the age of the UHP metamorphism // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. 2009. N 104. P. 77–81.
- Torres-Roldan R.L., Garcia-Casco A., Garcia-Sanchez P.A. CSpace: an integrated workplace for the graphical and algebraic analysis of phase assemblages on 32-bit windows platforms // Computers & Geosciences. 2000. N 26. P. 779–793.
- Zack T., Moraes R., Kronz A. Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2004. N 148. P. 471–488.
- Zhang R.Y., Liou J.G., and Cong B. Talc-, magnesite- and Ti-clinohumite-bearing ultrahigh-pressure meta-mafic and ultramafic complex in the Dabie Mountains: Journal of Petrology. 1995b. N 36. P. 1011–1037.
- Zhang R.Y., Liou J.G., Yang J.S. and Yui T.F. Petrochemical constraints for dual origin of garnet peridotites from the Dabie-Sulu UHP terrane, eastern-central China // Journal of Metamorphic Geology. 2000. N 18. P. 149–166.