

**РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГРАНАТОВЫЕ ПИРОКСЕНИТЫ ЧУ-ИЛИЙСКИХ ГОР
(ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН)**

Третьяков А.А.*, Рязанцев А.В.*, Алексеев Д.В.*, Крёнер А.**

**Геологический институт РАН, Москва, and8486@yandex.ru*

***Университет г. Майнца, Майнц, Германия*

В Чу-Илийских горах Казахстана палеозойские комплексы образуют линейный пояс между Чу-Кендыктасским и Актау-Джунгарским докембрийскими сиалическими массивами. В структуре пояса сочетаются раннекембрийские офиолиты [2], раннепалеозойские островодужные комплексы и флишевые толщи. Считается, что данные комплексы были сформированы в ходе эволюции субдукционного процесса и отражают различные этапы его развития: от начального до завершающего коллизионного этапа [3]. Особый интерес представляют метаморфические комплексы, развитые в горах Анрахай и Айдалы, образующие полосу шириной от 50 м до 1,2 км, которая располагается между блоком с докембрийскими гнейсами на юго-западе и офиолитами на северо-востоке [1]. В горах Анрахай преобладающими в составе метаморфического комплекса являются кварц-мусковитовые и гранат-кварц-мусковитовые сланцы, содержащие линзы и будины амфиболитов, гранатовых амфиболитов, а также гранат-пироксеновых пород [1]. Из последних были выделены кристаллы акцессорных цирконов, обладающих типичным метаморфическим габитусом и внутренней структурой. Локальным U-Pb методом (SHRIMP-II) был получен возраст $489,9 \pm 3,1$ млн. лет, отражающий, по нашему мнению, пик метаморфизма. Верхняя возрастная граница формирования пород определяется их перекрытием аренигскими отложениями и соответствует интервалу 490-475 млн. лет [3].

Таким образом, полученные геохронологические данные отражают завершающий этап коллизионный этап развития, фиксируемый образованием метаморфического комплекса [3].

Нам представляется целесообразным более подробно остановиться на особенностях состава гранат-пироксеновых пород, параметрах их образования и возможном генезисе.

По минеральному составу породы можно отнести к гранатовым клинопироксенитам. Гранат и моноклинный пироксен, являясь главными минералами породы, на которые приходится 90-95 % объема, формируют мелко-среднезернистую гранобластовую структуру. Гранат образует порфиробласты размером до 4-5 мм, содержащих значительное количество минеральных включений, среди которых преобладают клиноцоизит, эпидот, кварц и хлорит. При этом периферия порфиробластов зачастую не содержит включений, исключение составляют редкие зерна роговой обманки. Акцессорные минералы представлены апатитом, рутилом, цирконом, содержание которых в некоторых образцах достигает 10 %. Второстепенные минералы представлены роговой обманкой, минералами группы эпидота, сфеном. Данные минералы имеют неравновесные (реакционные) взаимоотношения с гранатом и моноклинным пироксеном, образуя по ним псевдоморфозы. Другая группа минералов, являющихся второстепенными, представлена карбонатом, хлоритом, гематитом, образует, как правило, поздние секущие жилы, мощностью в первые миллиметры.

Проведенные микронзондовые анализы главных минералов показали, что в составе гранатов преобладают следующие миналы: альмандин (42 %), гроссуляр (34 %), пироп (23 %) и спессартин (1 %). В составе же моноклинных пироксенов преобладает диопсидовый минал (60-75 %), а также геденбергитовый (10-20 %), жадеитовый (10-20%) и акмитовый (5-8 %).

Приведенные интервалы содержания миналов в клинопироксенах в первую очередь отражают влияние ретроградных изменений. Так уменьшение содержания жадеитового и геденбергитового компонентов, за счет увеличения диопсидового компонента, вероятно, происходило на фоне снижения P-T условий в регрессивную стадию.

Своеобразной является петро-геохимическая характеристика пород. Их принадлежность к группе ультрамафитов определяет низкое содержание SiO_2 (40-43 мас.%), при этом характерны низкие концентрации MgO (7-10 мас.%), $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (≤ 2 мас.%) и высокие – TiO_2 . В целом породы близки по составу к пикритам и пикробазальтам.

Спектры распределения редкоземельных элементов, отражающие общее высокое содержание элементов, а также обогащенность ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ ($(\text{La/Yb})_n = 16-8$), подобны

спектрам базальтов типа OIB. Также характерными являются высокие концентрации Th, U, Ta, Nb, Zr, отражающие обогащенный состав пород. На дискриминационной диаграмме La-Y-Nb точки составов гранатовых пироксенитов попадают в поле щелочных континентальных базальтов, соответствующих базальтам Кенийского рифта. Обогащенность гранатовых пироксенитов цирконием на фоне незначительных содержаний иттрия также определяет их принадлежность к внутриплитным мафическим породам.

Оценки условия образования гранатовых пироксенитов были определены с использованием гранат-клинопироксенового термометра [8], а давление определялось по содержанию жадеитового компонента в клинопироксенах [6]. Полученные значения образуют значительный интервал: $T = 600-750^{\circ}\text{C}$, $P = 6-12$ кбар. Максимальные значения P-T соответствуют ассоциации наиболее Mg-го граната с клинопироксеном наиболее богатым жадеитовым компонентом. Это позволяет принять данные условия ($T > 700^{\circ}\text{C}$, $P \sim 12$ кбар), как наиболее близкие к пику прогрессивного метаморфизма, а более низкие оценки условий ($T < 700^{\circ}\text{C}$, $P < 10-12$ кбар) как отражающие начало ретроградных изменений. При этом отмеченные ранее в гранатовых пироксенитах микрозерна алмазов могут указывать на проявление здесь более высокобарических условий.

Однако низкое содержание жадеитового компонента в составе клинопироксенов, отсутствие фенгита, глаукофана, а также ультраосновной состав пород существенно отличают их от классических эклогитов С-типа [4], образовавшихся при высокобарном метаморфизме пород океанической коры. При этом гранатовые пироксениты могли являться продуктом реакции между расплавами, зарожденными при плавлении океанического слэба и перидотитами висячего крыла [7]. В качестве альтернативного варианта можно рассматривать образование гранатовых пироксенитов в условиях континентальной субдукции. Ряд геохимических особенностей пироксенитов сближает их с пироксенитами, ассоциирующими с высокобарическими перидотитами Fe-Ti типа и эклогитами. В соответствии с этим можно предполагать образование гранатовых пироксенитов в результате метаморфизма обогащенных внутриплитных базальтов, внедренных в континентальную кору до начала субдукции на предшествующем этапе рифтогенеза [6].

ЛИТЕРАТУРА

1. Бекжанов Г.Р., Кошкин В.Я., Никитченко И.И. и др. Геология Казахстана. – Алматы: Академия минеральных ресурсов Республики Казахстан, 2000. 196с.
2. Рязанцев А.В., Толмачева Т.Ю., Дегтярев К.Е. и др. Геохронологическое и биостратиграфическое обоснование возраста офиолитов Джалаир-Найманской зоны Казахстана // Общие и региональные проблемы геотектоники и геодинамики: Мат-лы ЧЛ тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2008. Т. 2. С.214-219.
3. Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Крёнер А., Алексеев Д.В. Раннепалеозойские гранатовые ультрамафиты в Анрахайской сuture Чу-Илийских гор (Южный Казахстан) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Мат-лы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Вып.7. Т.2. С.62-63.
4. Coleman R.G., Lee D.E., Beatty L.B., Brannock W.W. Eclogites and Eclogites: Their differences and similarities // Bulletin the Geological Society of America. 1965. V. 76. № 5. P. 483-506.
5. Carswell, D. A., Harvey, M. A. & Al-Samman. A. The petrogenesis of contrasting Fe-Ti and Mg-Cr garnet peridotite types in the high grade gneiss complex of Western Norway // Bulletin Mineralogie. 1973. V.106. P. 727-750.
6. Gasparik T. Experimentally determined compositions of diopside-jadeite pyroxene in equilibrium with albite and quartz at 1200-1350°C and 15-34 kbar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1985. V.49. P. 865-870.
7. Medaris L.G., Beard B.L., Johnson C.M. et al. Garnet pyroxenite and eclogite in the Bohemian Massif: geochemical evidence for Variscan recycling of subducted lithosphere // Geol. Rundsch. 1995. V.84. P. 489-505.
8. Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited // J. Metamorph. Geol. V. 3. P. 231-243.