

УДК 549.642.2:551.25

ПРИЗНАКИ ПРИСУТСТВИЯ КЛИНОПИРОКСЕНА – ЧЕРМАКИТА В ГРАНАТОВЫХ ПИРОКСЕНИТАХ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА, КАЗАХСТАН

© 2003 г. Академик В. В. Ревердатто, В. Н. Королюк, А. Ю. Селятицкий

Поступило 15.04.2003 г.

Уникальное проявление коллизионного метаморфизма высоких и сверхвысоких давлений – Кокчетавский массив в Северном Казахстане – представляет собой фрагмент протерозойской коры в составе Центрально-Азиатского складчатого пояса [1, 2]. Западная часть массива в результате среднекембрийской субдукции погружалась на глубину не менее 140 км, что при давлении более 40 кбар и температуре более 900°C привело к образованию алмазов в метаосадочных породах [3]. Породы восточной части массива погружались на меньшую глубину, судя по отсутствию находок алмаза; однако максимальное погружение все же превышало 80 км, о чем свидетельствует обнаружение здесь коэзитсодержащих сланцев [4]. Верхнекембрийская эксгумация погруженной коры вызвала ее деформацию, расщепление на тектонические пластины со смещением их друг относительно друга и ретроградный метаморфизм [2, 3]. Сформированный мегамеланжевый комплекс представляет собой ансамбль пород, метаморфизованных при разном давлении, от сверхвысокого до низкого [1, 2].

В пределах восточной части Кокчетавского массива, в 3–5 км западнее деревни Енбек-Берлык, среди сланцев и кварцитов зерендинской серии были найдены гранатовые пироксениты, ассоциирующие с гарцбургитами, эклогитами и амфиболитами. Их химический и минеральный составы и условия залегания описаны в [5–8]. Пироксениты подверглись регрессивному метаморфизму, представляют собой корониты и содержат многочисленные анортит-цоизит-шпинель/магнетит-корундовые псевдоморфозы по неизвестному минералу. Макроскопически псевдоморфозы имеют темно-серый или черный цвет, резкие границы, неправильную, овоидную или ромбовидную, форму, размеры от долей мм до 5–7 мм в поперечнике, сложены чрезвычайно мелкозер-

нистым минеральным агрегатом (величина отдельных зерен от 1 до 20 мкм) и обычно отделены от ортопироксеновой гетеробластовой основной массы каймами анортита/цоизита и кордиерита (рис. 1); однако иногда эти каймы отсутствуют. Гранатовые порфиروбласты частично или полностью замещены анортит-ортопироксен-кордиерит-шпинель/магнетитовым симплектитом. В гранате $Al : Si = 0.65–0.66$, а в симплектите валовое отношение этих элементов – 0.69 ± 0.02 , что свидетельствует почти о полном отсутствии привноса или выноса алюминия и кремния при замещении [8]. Ашуорт и др. [8] полагали, что при образовании псевдоморфоз алюминий и кремний так же, как в симплектите, практически не перемещались. Поскольку валовые отношения $Al : Si$, измеренные по площади псевдоморфоз, варьировали от 1.61 до 1.93, считалось, что псевдоморфозы возникли в результате замещения порфиробласт кианита. Однако это предположение не могло объяснить наличия кальция и образования большого количества анортита и цоизита. Опираясь на доводы в пользу сохранения $Al : Si$ отноше-

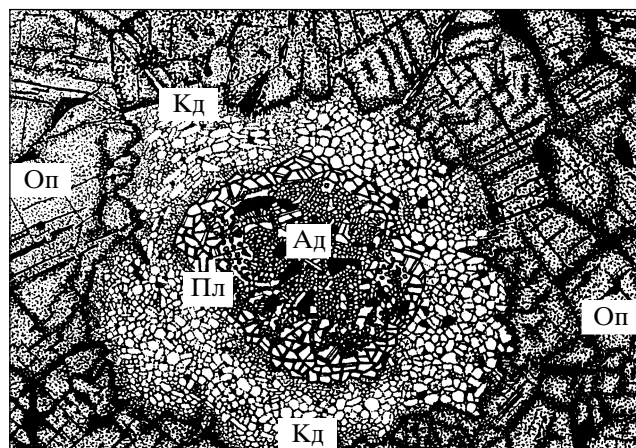


Рис. 1. Поперечное сечение анортит-цоизит-шпинель/магнетит-корундовой псевдоморфозы (Ад), окруженной каймами анортита (Пл) и кордиерита (Кд), в ортопироксеновой (Оп) основной массе коронита. Зарисовка шлифа. Размер по горизонтали 2.9 мм.

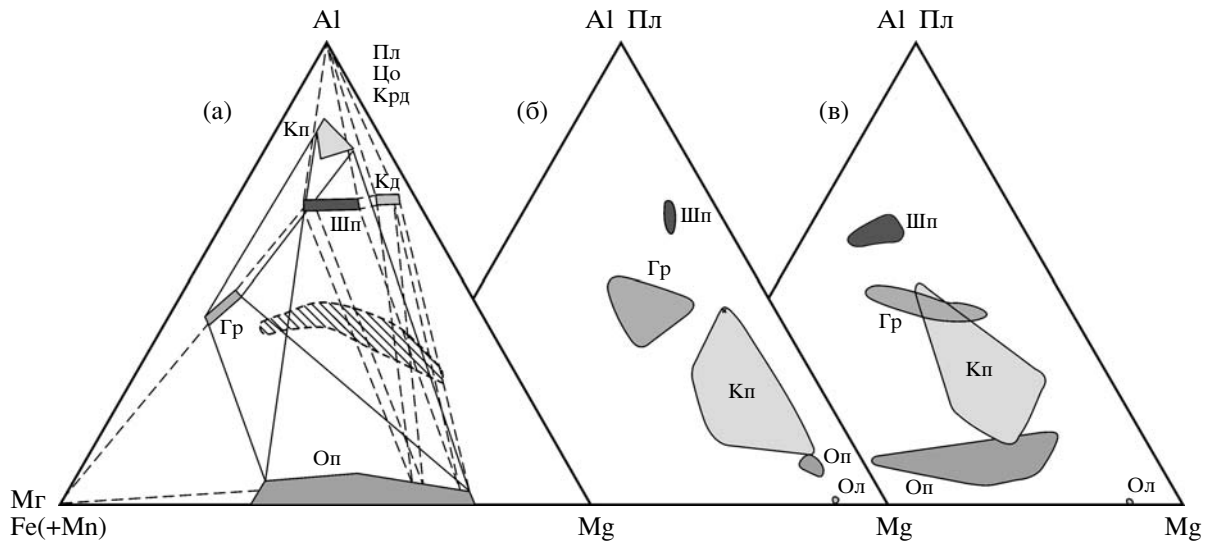


Рис. 2. а – Mg–Al–Fe(+Mn)-фазовая диаграмма для гранатовых пироксенитов Кокчетавского массива, сплошные линии – сосуществование первичных минералов – граната (Гр), ортопироксена и предполагаемого клинопироксена (Кп), штриховые – более поздние минералы коронита: плагиоклаз, цоизит (Цо), шпинель (Шп), магнетит (Мг), корунд (Крд) и кордиерит (Кд); составы клинопироксена соответствуют результатам микрозондовых анализов из табл. 1; составы остальных минералов взяты из [5, 8]; заштрихованное поле показывает химические составы пород – гранатовых пироксенитов (и коронитов) по данным [5]. б, в – Mg–Al–Fe(+Mn)-фазовые диаграммы, где показаны составы сосуществующих минералов в гранатовых пироксенитах соответственно из интрузива Бени-Бушера в Марокко [10] и из нижнекорковых ксенолитов в вулканических породах Венгрии [11]; Ол – оливин.

ния, наиболее вероятным предшественником, по которому образовались анортит-цоизит-шпинель/магнетит-корундовые псевдоморфозы, мы считаем клинопироксен, очень богатый алюминием. Об его приблизительном химическом составе можно судить по результатам растрового микрозондового анализа (с использованием “Camebax-micro”), выполненного в трех псевдоморфозах, в 16 различных, случайно выбранных участках, площадь каждого из которых составляла ~0.1 мм² (табл. 1). Эти данные свидетельствуют, что в псевдоморфозах Al : Si варьирует в пределах 1.50–1.83 и имеется сильная отрицательная корреляция между Al и Si, а также между Ca и Mg. Суммы оксидов, приведенные в табл. 1, отличались от 100 мас. % по двум причинам: неполная коррекция ошибок при микрозондовом анализе неоднородной кристаллической структуры (микродисперсного агрегата нескольких фаз) [9] и присутствие OH-содержащего минерала – цоизита.

По всей вероятности, псевдоморфозы возникли при простом распаде высокоглиноземистого клинопироксена. Например, в рамках системы Si–Al–Ca–Fe для состава № 35-6 из табл. 1 и составов других минералов, взятых из [8], реакция распада согласно правилу фаз может быть записана со следующими коэффициентами: 0.85 клинопироксен = 0.44 плагиоклаз (91% анортита) + 0.01 цоизит + 0.30 шпинель (54% герцинита) + 0.01 магнетит. В системе Si–Al–Mg–Fe клинопироксен в общем случае также распадается на плагиоклаз и

шпинель, иногда с корундом и/или магнетитом. Вариации состава клинопироксена влекут за собой изменение коэффициентов и продуктов реакции. Колебания содержаний компонентов, прежде всего, могут объясняться первичной неоднородностью состава порфиробласт клинопироксена-предшественника, но следует допустить также некоторое перераспределение Mg, Fe и Al при образовании кайм кордиерита. Это отчетливо проявляется на границе псевдоморфоз, где анортит и цоизит освобождаются от шпинели, и каймы кордиерита растут при взаимодействии вещества шпинели с ортопироксеновой основной массой (рис. 1).

Соотношение железистости и глиноземистости минералов в апопироксенитовом короните изображено на треугольной диаграмме Al–Fe–Mg (рис. 2а). Здесь же, в равновесии с гранатом и ортопироксеном, показан состав клинопироксена, который предполагается нами в качестве предшественника анортит-цоизит-шпинель/магнетит-корундовых псевдоморфоз. В гранатовых пироксенитах, образованных при высоких давлениях, клинопироксен содержит значительно меньше алюминия, что для двух типичных случаев [10, 11] иллюстрируется на рис. 2б, в. Однако в специфических силикатных составах, богатых глиноземом и бедных натрием, высокое давление и температура способствуют образованию клинопироксеновой фазы, в которой количество алюминия значительно преобладает над кремнием в форме

Таблица 1

Компонент	Содержания оксидов, мас. %															
	35-A-1	35-A-2	35-A-3	35-A-4	K-1A	K-1B	K-1C	35-1	35-2	35-3	35-4	35-5	35-6	35-7	35-8	35-9
SiO ₂	29.87	30.61	28.66	31.06	29.36	29.59	29.29	31.36	30.59	28.77	30.13	30.94	32.12	29.53	30.68	29.74
Al ₂ O ₃	42.29	39.31	42.83	42.22	45.51	45.22	45.29	42.11	41.55	44.42	43.28	41.07	40.95	41.21	42.01	41.29
TiO ₂	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02
Cr ₂ O ₃	0.10	0.06	0.09	0.08	0.42	0.38	0.52	0.12	0.10	0.14	0.09	0.09	0.08	0.05	0.14	0.10
FeO	7.90	8.55	8.46	7.26	5.82	5.46	5.29	7.57	8.50	8.53	7.80	8.97	7.21	9.31	7.77	8.05
MgO	4.62	4.32	4.55	3.82	7.52	7.57	7.02	3.80	3.63	5.24	4.19	4.22	3.19	4.11	3.99	4.05
MnO	0.02	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04	0.01	0.02
CaO	11.97	13.90	12.11	12.73	8.41	8.26	8.68	11.46	12.37	10.01	11.31	12.10	13.62	12.68	12.30	12.75
Na ₂ O	0.20	0.14	0.15	0.19	0.21	0.21	0.27	0.29	0.17	0.17	0.18	0.24	0.20	0.12	0.17	0.13
K ₂ O	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.19	0.13	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Сумма	97.02	96.96	96.91	97.40	97.29	96.72	96.38	96.94	97.09	97.35	97.07	97.69	97.44	97.08	97.11	96.16

Пересчет на 6 атомов кислорода

Si	1.112	1.151	1.073	1.147	1.068	1.079	1.073	1.161	1.141	1.064	1.116	1.148	1.187	1.110	1.139	1.121
Al	1.855	1.743	1.891	1.838	1.950	1.944	1.956	1.837	1.827	1.937	1.889	1.797	1.784	1.825	1.838	1.834
Ti	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Cr	0.003	0.002	0.003	0.002	0.012	0.011	0.015	0.004	0.003	0.004	0.003	0.003	0.002	0.001	0.004	0.003
Fe	0.246	0.269	0.265	0.224	0.177	0.167	0.162	0.235	0.265	0.264	0.241	0.279	0.223	0.293	0.241	0.254
Mg	0.256	0.243	0.254	0.210	0.408	0.412	0.383	0.210	0.202	0.289	0.232	0.234	0.176	0.230	0.221	0.228
Mn	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001
Ca	0.477	0.560	0.486	0.504	0.328	0.323	0.341	0.455	0.494	0.397	0.449	0.481	0.539	0.510	0.489	0.515
Na	0.014	0.010	0.011	0.013	0.015	0.015	0.019	0.021	0.012	0.012	0.013	0.017	0.014	0.009	0.012	0.010
K	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.009	0.006	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Сумма	3.966	3.981	3.986	3.940	3.959	3.952	3.949	3.934	3.952	3.969	3.946	3.961	3.927	3.981	3.945	3.967

Примечание. Анализ выполнен при ускоряющем напряжении 25 кВ с зондом, расширенным до 100 мкм. Стандартное относительное отклонение при наборе импульсов излучения элементов от произвольно выбранных участков образца не более 8%. Переход от измеренных интенсивностей к концентрациям осуществлялся методом RAR-коррекции [9]. Использованы образцы сравнения, при работе с которыми суммарная поправка первых приближений отклонений интенсивностей образца к интенсивностям эталонов была меньше 10%, что гарантирует корректный учет матричных эффектов.

чермакитовой молекулы $(Ca, Mg, Fe)Al_2SiO_6$. Экспериментальные данные свидетельствуют о том, что возникновение такого суперглиноземистого клинопироксена возможно при давлении 10–15 кбар и температуре 1000–1100°C или несколько ниже [12, 13].

Для гарцбургитов, залегающих вблизи описываемых коронитов, нами определены температуры образования. Применение ортопироксен-оливин-шпинелевого геотермометра [14] к образцам пород R-118-A-98е и R-118-98, химические составы минеральных фаз которых приведены в [5], позволило оценить искомые температуры как 840 и 780°C соответственно. Зная эти температуры, можно определить давление при образовании гранатового ортопироксенита, который также залегают вблизи описываемых коронитов. Применение ортопироксен-гранатового геобарометра Харли [15] к образцу породы R-118-Be-98е, состоящей из минералов, составы которых приведены в [5], дает возможность оценить давление в 14–15 кбар. Следовательно, для образования пироксенитов, позже превращенных в корониты, максимальные *PT*-параметры соответствуют ~800°C и 14–15 кбар. Данные термодинамические условия близки к тем, при которых был экспериментально получен Са-Мг-клинопироксеновый чермакит [12, 13]; присутствие в системе железа, возможно, расширяет его поле устойчивости. Это делает предположение о клинопироксеновом предшественнике анортит-цоизит-шпинель/магнетит-корундовых псевдоморфоз вполне реальным.

З а к л ю ч е н и е. Исследование анортит-цоизит-шпинель/магнетит-корундовых псевдоморфоз в коронитах Кокчетавского массива позволило обосновать предположение о возникновении их на месте суперглиноземистого клинопироксена – чермакита $(Ca, Fe, Mg)Al_2SiO_6$. Поскольку эта фаза устойчива только при высоких *PT*-параметрах, ее замещение агрегатом более поздних мине-

ралов при регрессивном метаморфизме представляется вполне естественным.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 02–05–64042-а), а также Новосибирского государственного университета (проект УР 09.01.037 (“Университеты России”)).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Добрецов Н.Л., Тениссен К., Смирнова Л.В. // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. С. 1645–1666.
2. Theunissen K., Dobretsov N., Shatsky V.S. et al. // Terra Nova. 2000. V. 12. P. 181–187.
3. Shatsky V.S., Jagoutz E., Sobolev N.V. et al. // Contribs Mineral. and Petrol. 1999. V. 137. P. 185–205.
4. Шацкий В.С., Тениссен К., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. С. 1039–1044.
5. Ревердатто В.В., Шенлев В.С. // ДАН. 1999. Т. 366. № 5. С. 672–676.
6. Ревердатто В.В., Колмогоров Ю.П., Пархоменко В.С. // ДАН. 2000. Т. 373. № 1. С. 95–98.
7. Reverdatto V.V., Lepetyukha V.V. // Arch. miner. 1999. V. 52. № 1. P. 3–31.
8. Ashworth J.R., Reverdatto V.V., Kolobov V.Yu. et al. // Miner. Mag. 1998. V. 62. P. 213–224.
9. Pouchou J.-L., Pichoir F. In: Electronic Probe Quantitation. New York: Plenum, 1991. P. 31–75.
10. Kornprobst J. // Contribs Mineral. and Petrol. 1969. V. 23. P. 283–322.
11. Embey-Isztin A., Scharbert H.G., Dietrich H. et al. // Miner. Mag. 1990. V. 54. № 376. P. 463–483.
12. Gasparik T., Lindsley D.H. In: Pyroxenes. V. 7. Review in Mineralogy. Wash. (D.C.): Miner. Soc. Amer., 1982. P. 309–339.
13. Сурков Н.В. В кн.: Экспериментальные исследования в связи с проблемой верхней мантии. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1982. С. 51–62.
14. Witt-Eickschen G., Seck H.A. // Contribs Mineral. and Petrol. 1991. V. 106. P. 431–439.
15. Harley S.L. // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 665–696.