

УДК 552.48

В.В. Давыдова, А.Л. Перчук, Б. Штокерт

ПЕТРОЛОГИЯ КОРОНИТОВ КОМПЛЕКСА БЕРГЕН АРКС, НОРВЕГИЯ¹

Петрологическое изучение друзитов комплекса Берген Аркс в Норвегии показало, что формирование корон граната происходило за счет взаимодействия клинопироксена с матричным плагиоклазом и шпинелью в ходе гренвилевского метаморфизма в условиях гранулитовой фации ($T \sim 960$ °C и $P = 1,3$ ГПа). Наряду с этим в породах наблюдаются реакции, связанные с наложенным каледонским метаморфизмом эклогитовой фации. Они проявлены в виде микрокорон, состоящих из омфациита, кианита, корунда, амфибола и биотита вокруг матричной шпинели. Формирование кайм происходило в водных условиях с привнесом калия при $T \sim 710 \div 730$ °C и $P \sim 1,3 \div 1,5$ ГПа. Локальное проявление эклогитового метаморфизма, обнаруженное на большом удалении (>100 м) от ширзон (shear zones) эклогитового этапа, свидетельствует что вся толща гранулитов, а не ее отдельные участки (ширзоны) прогревались до температур эклогитового метаморфизма.

Ключевые слова: Берген Аркс, эклогит, гранулит, коронообразование, температура, давление.

Bergen Arks complex (Norway) coronites petrological study has shown that garnet corona formation occurred at the expense of clinopyroxene interaction with matrix plagioclase and spinel in the course of Grenville metamorphism in granulite facies conditions, $T \sim 960$ °C and $P = 1,3$ GPa. Along with it the reactions connected with imposed Caledonian metamorphism of the eclogite facies has been observed in rocks. They are shown in as micro coronas consisting of omphacite, kyanite, corundum, amphibole and biotite around matrix spinel. Rim forming occurred in aqueous conditions with the addition of potassium at $T \sim 710 \div 730$ °C and $P \sim 1,3 \div 1,5$ GPa. Local display of eclogite facies metamorphism detected at a great distance (>100 m) from the eclogite stage shear zones testifies that all the granulites thickness, and not its separate sites (shear zones) only, got warm up to the eclogite metamorphic temperatures.

Key words: Bergen Arks, eclogite, granulite, crown forming, temperature, pressure.

Введение. Петрологические исследования метаморфических пород из комплексов высокого давления позволяют раскрыть многообразие геологических процессов, протекающих в глубинных участках зон конвергенции литосферных плит. В этом плане весьма информативны полиметаморфические комплексы Юго-Западной Норвегии, Западный гнейсовый район и комплекс Берген Аркс, имеющие площадь несколько десятков тысяч квадратных километров. Первый из них является окраинной частью Балтийского щита и находится в автохтонном залегании. Второй комплекс имеет аллохтонное залегание, он был выведен в средние горизонты земной коры в эпоху каледонской коллизии. Полиметаморфический комплекс Берген Аркс, породам которого уделяется основное внимание в статье, представлен серией аркообразных покровов, надвинутых на породы Западного гнейсового района [Austrheim, Griffin, 1985].

Протолитом изученных пород служат метаморфизованные породы протерозойского анортозитового комплекса [Austrheim, Griffin, 1985]. Внедрение

анортозитов в основание коры происходило при 1000 °C и максимальном давлении около 9 кбар во время гренвилевского этапа орогении [Cohen et al., 1988]. В истории комплекса выделяются три главных метаморфических события, размах и сила которых со временем затухали [Austrheim, Griffin, 1985]. На раннем этапе эволюции (~ 930 млн лет) [Bingen et al., 2004] анортозитовый комплекс подвергся масштабной перекристаллизации в условиях *гранулитовой фации* метаморфизма² $T = 800 \div 900$ °C и $P \leq 1$ ГПа [Austrheim, Griffin, 1985; Cohen et al., 1988]. Во время каледонской орогении гранулиты подверглись частичной перекристаллизации в условиях *эклогитовой фации* при $T = 650 \div 800$ °C и $P = 14 \div 21$ кбар [Austrheim, Griffin, 1985; Jamtveit et al., 1990; Перчук, 2002]. Возраст этого события по радиометрическим данным приходится на интервал 450–420 млн лет [Boundy et al., 1996; Bingen et al., 2004]. Последующий метаморфизм в условиях амфиболитовой фации при 500 °C и $0,6$ ГПа [Перчук, 2002] проявлен локально как в гранулитах, так и в эклогитах. Изотопные датировки этого события дают

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 09-95-01217, 09-05-00991) и программы «Ведущие научные школы России» (грант № НШ-1949.2008.5).

² Здесь и далее: T — температура, °C; P — давление, ГПа; Ab — альбит, Act — актинолит, Alm — альмандин, Amf — амфибол, An — анортит, Ann — аннит, Aug — авгит, Bt — биотит, $Carb$ — карбонат, $Cher$ — чермакит, Chl — хлорит, Cpx — клинопироксен, Crn — корунд, Di — диопсид, Ed — эденит, En — энстатит, Fs — ферросилит, Gl — глаукофан, Grs — грассуляр, Grt — гранат, Hc — герцинит, Hd — геденбергит, Jd — жадеит, Kat — катафорит, Ky — кианит, Ne — нефелин, Omp — омфациит, Opx — ортопироксен, Par — паргасит, Phl — флогопит, Pl — плагиоклаз, Prp — пироп, Rib — рибекит, $Rich$ — рихтерит, Spl — шпинель, $Trem$ — тремолит.

большой разброс возраста — от 463 до 409 млн лет [Boundy et al., 1996; Bingen et al., 2004].

Эклогитизация гранулитов Берген Аркс связана с зонами сдвиговых деформаций (ширзонами) и трещинами — участками проникновения водосодержащего флюида [Austrheim, Griffin, 1985; Schneider et al., 2007]. При этом вмещающие сухие гранулиты, оставаясь в ходе эклогитового метаморфизма в метастабильном состоянии, создают видимость резкого фациального перехода от гранулитовой фации к эклогитовой в масштабе нескольких сантиметров. В действительности же до последнего времени мало у кого возникали сомнения в том, что эти столь разные породы претерпели единую метаморфическую эволюцию. Однако материалы по изотопии аргона ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) в амфиболе и биотите позволили А. Камачо с соавторами [Camacho et al., 2005] усомниться в этой общепризнанной гипотезе и предложить модель «холодной коры», согласно которой формирование эклогитов происходило за счет краткосрочных инъекций горячего (700 °C) флюида в ослабленные зоны холодных (400 °C) гранулитов. Эта модель объясняет гренвилльский возраст биотитов и амфиболов, несмотря на быстрое переуравновешивание Ar–Ar- и Rb–Sr-изотопных систем в этих минералах при температуре эклогитового метаморфизма [Kuhn et al., 2000; Camacho et al., 2005].

Не менее загадочными выглядят находки псевдо-тахиллитов, образующихся при сейсмически хрупких деформациях пород [Austrheim, Boundy, 1994], тогда как хорошо известно, что плагиоклаз, определяющий реологию гранулита, пластично деформируется при $T > 550$ °C [Tullis et al., 2000]. Предлагаемая модель «холодной плиты» более обоснованно объясняет это явление. Поскольку в ее основе лежат геохимические данные, мы посчитали целесообразным получить петрологические доказательства возможности термального воздействия эклогитового метаморфизма на вмещающие «безводные» гранулиты. Для этого был отобран образец свежего друзита из гранулитового

комплекса (карьер Гоупас), находящегося на удалении более 100 м от зон сдвиговых деформаций эклогитового этапа метаморфизма. Этот образец можно принять в качестве эталонного для протерозойской «холодной коры» и на его примере исследовать возможность масштабного воздействия каледонского эклогитового метаморфизма на сухие гранулиты протерозойского возраста.

Петрография коронита (друзита). Порода имеет коронарную (друзитовую) текстуру и гранобластовую, неравномерно-крупнозернистую структуру (рис. 1). Основная масса породы представлена крупными изометричными зернами sdвойникового плагиоклаза, имеющими 2–7 мм в поперечнике. Среди зерен плагиоклаза основной массы встречаются ксеноморфные зерна шпинели размером до 2 мм (рис. 2). Тектурная неоднородность выражена крупными коронами граната вокруг клино- и ортопироксенов.

В центре корон иногда встречаются ксеноморфные кристаллы ортопироксена размером до 4 мм (рис. 1, а; 3, а). Иногда они подвержены интенсивной хлоритизации (рис. 3, а). В целом же ядерные части большинства корон выполнены изометричными зернами клинопироксена (рис. 1), диаметр которых достигает 2–2,5 мм. В клинопироксене встречаются ламели ортопироксена (рис. 3, б) и редкие включения ортопироксена, карбоната и амфибола. Обнаружено также полиминеральное включение $\text{Opx} + \text{Carb} + \text{Amf}$ с характерными для декрепетированных флюидных включений ответвлениями (рис. 3, б). Вокруг клинопироксена развивается гранатовая корона, выполненная гексагональными идиоморфными зернами с размером 0,9–3,5 мм. Зерна граната содержат редкие включения клинопироксена, шпинели, иногда плагиоклаза. На границе клинопироксена и граната наблюдаются тонкие каемки амфибола, а между гранатом и плагиоклазом местами развивается мелкозернистый агрегат, выполненный омфацитом, кианитом, калиевым полевым шпатом и амфиболом.

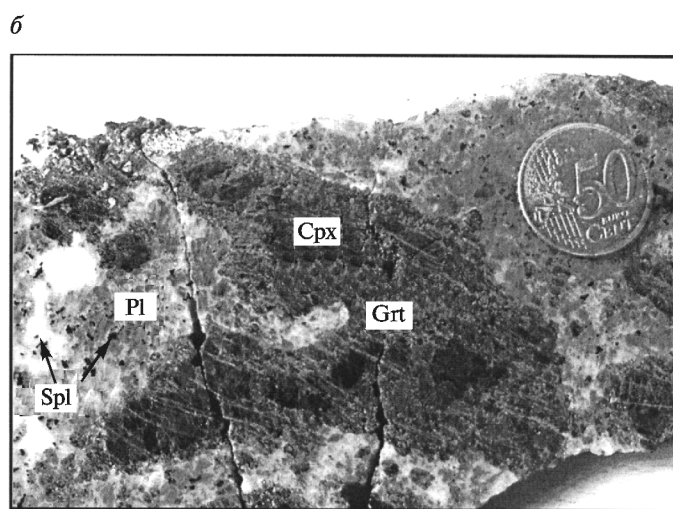
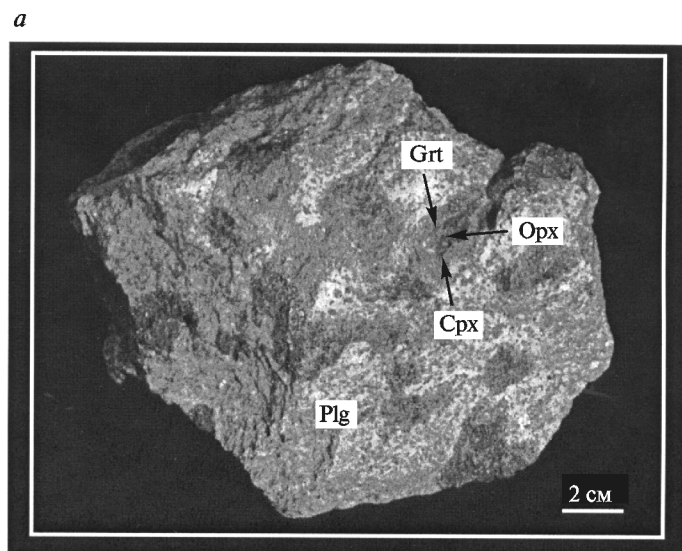


Рис. 1. Фото коронита в образце (а) и на срезе породы (б)

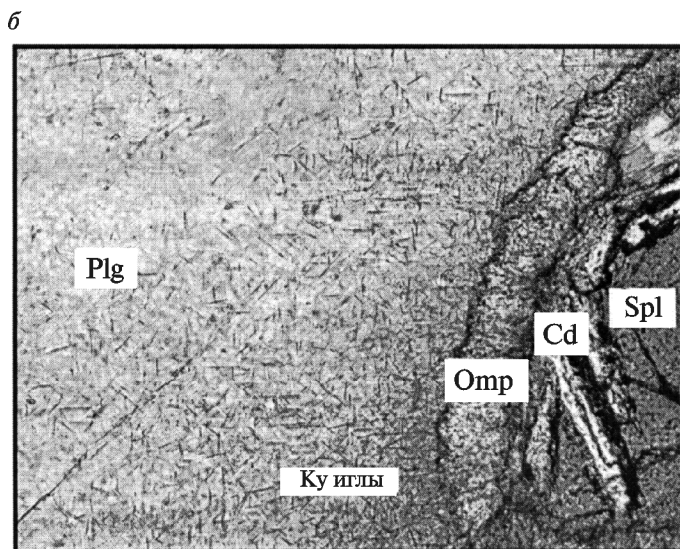
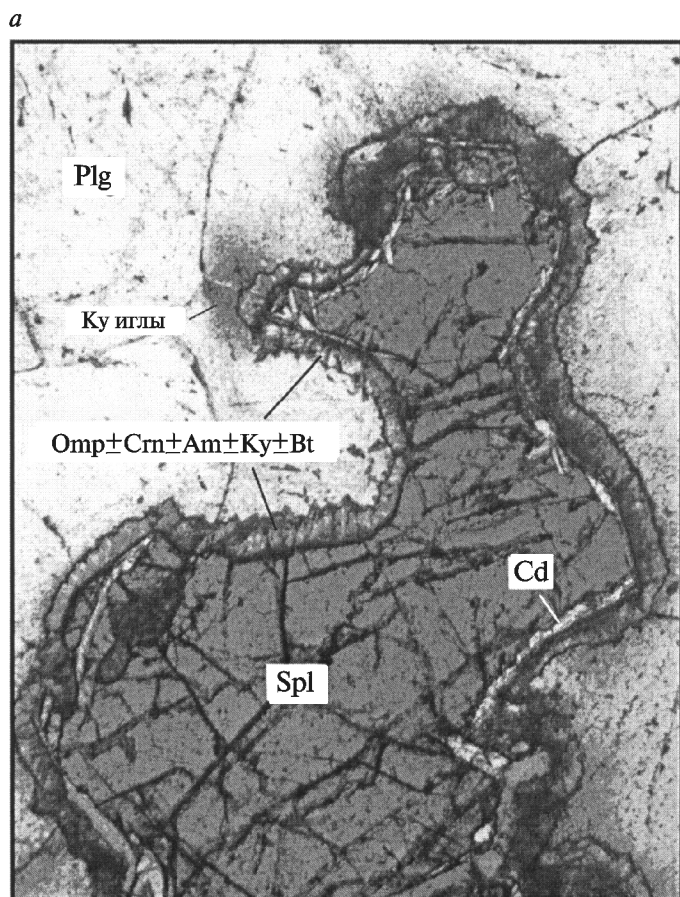


Рис. 2. Коронаобразование вокруг шпинели на контакте с плагиоклазом (а), увеличение 10; детализация короны (б), увеличение 25, проходящий свет

В шпинели иногда встречаются редкие включения ортопироксена и амфибола (рис. 4, а). Вокруг шпинели, находящейся в плагиоклазовом матриксе, развиваются короны, выполненные корундом, кианитом, амфиболом, омфацитом и биотитом. Плагиоклаз рядом с коронами содержит большое количество разноориентированных игольчатых вростков кианита, количество которых убывает при удалении от короны (рис. 5).

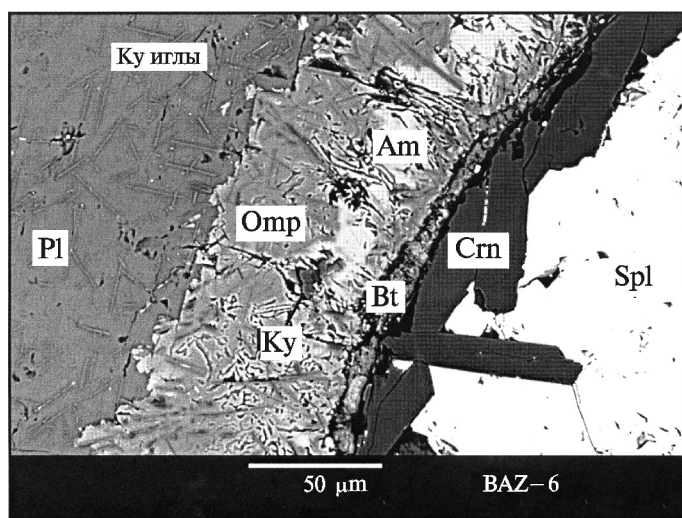


Рис. 3. Структура короны на изображении в отраженных электронах: количество игольчатых кристаллов кианита в плагиоклазе сокращается при удалении от короны

Таким образом, в породе можно выделить два основных этапа коронаобразования, отражающие разные этапы метаморфической эволюции породы, — гранулитовый и эклогитовый. Они отчетливо проявлены в закономерном изменении состава минералов на разных стадиях метаморфической эволюции.

Состав минералов определяли в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова. Электронно-зондовые исследования шлифов проводились на растровом электронном микроскопе «Jeol» JSM-6480LV в режиме наблюдения высококонтрастного изображения в отраженных электронах при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе пучка, равном 15 нА.

Состав *ортопироксена* зависит от его структурного положения в породе (табл. 1; рис. 5, а). Крупные зерна из центральных частей коронарных структур химически однородны и по сравнению с включениями в клинопироксене и шпинели (рис. 5, а) обладают более высокой магнезиальностью. Для всех ортопироксенов характерно высокое содержание Al_2O_3 : наибольшее содержание отмечается для крупных зерен и включений в шпинели (5–6 мас. %), наименьшее (~3–4 мас. %) — во включениях в клинопироксене. Размеры ламелей ортопироксена в клинопироксене слишком малы и не позволяют определить их состав.

Клинопироксен (табл. 2) двух этапов метаморфизма имеет резко отличающийся состав, но довольно

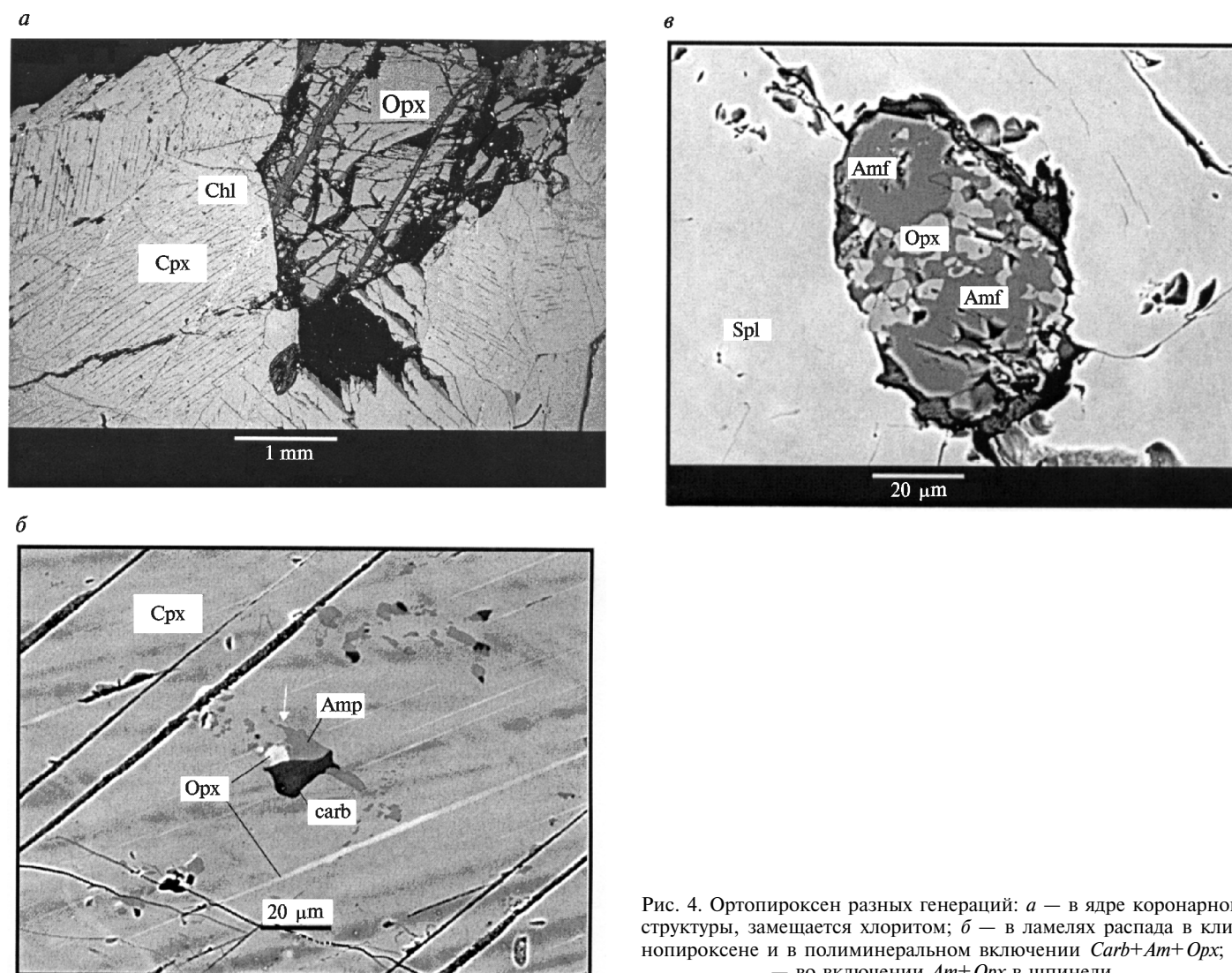


Рис. 4. Ортопироксен разных генераций: *а* — в ядре коронарной структуры, замещается хлоритом; *б* — в ламелях распада в клинопироксене и в полиминеральном включении *Carb+Am+Opx*; *в* — во включении *Am+Opx* в шпинели

выдержан в пределах каждой группы (табл. 2; рис. 6). Клинопироксен гранулитовой (G) фации представлен бледно-зеленым авгитом в ядерных частях корон и во включениях в гранате. Для него характерны следующие параметры состава: $X_{Ts} \sim 0,16$ и $X_{Jd} \sim 0,15$. Крупные кристаллы и включения имеют близкий состав. Клинопироксен из эклогитовых корон представлен омфацитом с содержанием жадеитового компонента $X_{Jd} \sim 0,40$. Для обоих пироксенов характерно отсутствие эгирина.

Гранат характеризуется узким спектром состава, попадающим в алмадин-пироп-гроссуляровый ряд твердого раствора (табл. 1; рис. 5, б). Микрозондовое профилирование через короны не выявило зональности в гранате. Не прослеживаются отчетливые закономерности и в изменении состава граната на контакте с сосуществующими минералами.

Плагиоклаз в матриксе породы и во включениях в гранате представлен андезином ($X_{Ca} \sim 0,4$). Лишь в узких зонах возле эклогитовых корон наблюдается снижение основности до $X_{Ca} \sim 0,3$ (рис. 5, д; табл. 3).

Шпинель находится в породе в двух структурных позициях. В основном она формирует ксеноморфные зеленые кристаллы размером до 2 мм среди плагиоклаза основной массы (рис. 2; табл. 3). Но иногда шпинель можно встретить во включениях размером до 500 μm в гранате (табл. 3). При природной разгерметизации эти включения местами замещаются хлоритовым агрегатом. Алумошпинель в основной массе более железистая, чем во включениях в гранате (табл. 3). В шпинели может присутствовать незначительное количество ZnO (до 0,5 мас.%) и NiO (до 0,7 мас.%).

Состав **амфибола** меняется в зависимости от структурного положения в породе (рис. 5; табл. 4). Амфиболы, ассоциирующие с омфацитом в коронах вокруг шпинели (рис. 3), относятся к паргасит-чермакит-глаукофановому ряду твердого раствора (рис. 5) с содержанием K_2O до 1–2 мас.%. Редкие включения амфибола в клинопироксене и шпинели, ассоциирующие с ортопироксеном, попадают в область состава паргасит-эденитового ряда твердых растворов (рис. 5).

Таблица 1

Микрозондовые анализы ортопироксена и граната

Состав	<i>Орх</i>	<i>Орх</i>	<i>Орх</i>	<i>Орх*</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt</i>	<i>Grt*</i>
	крупное зерно		включения		край с <i>Pl</i>	контакт с <i>Spl</i>	контакт с <i>Cpx</i>	ядро	середина
	край	центр	в <i>Spl</i>	в <i>Cpx</i>					
SiO ₂	53,02	52,72	51,54	52,69	40,53	40,66	41,04	40,88	40,83
TiO ₂	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	5,25	5,27	5,82	3,54	22,61	23,03	22,82	22,95	22,97
Cr ₂ O ₃	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	12,96	13,15	17,75	17,76	13,85	13,73	14,79	14,05	14,19
MnO	0,14	0,09	0,00	0,34	0,43	0,35	0,24	0,30	0,00
MgO	28,56	27,87	24,73	25,31	14,46	14,41	14,90	15,21	15,30
CaO	0,67	0,54	0,16	0,38	7,40	7,05	5,91	6,33	6,64
Na ₂ O	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	101,00	99,80	99,99	100,03	99,29	99,23	99,70	99,73	99,93
Пересчет на 6 атомов кислорода					Пересчет на 12 атомов кислорода				
Si	1,87	1,88	1,87	1,92	2,99	3,01	3,01	2,99	2,98
Al	0,22	0,22	0,25	0,15	1,96	2,00	1,97	1,98	1,98
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	0,03	0,04
Fe ²⁺	0,38	0,39	0,54	0,54	0,81	0,84	0,88	0,83	0,82
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02	0,01	0,02	0,00
Mg	1,50	1,48	1,34	1,37	1,59	1,58	1,63	1,66	1,67
Ca	0,03	0,02	0,01	0,01	0,58	0,56	0,46	0,50	0,52
Na	0,01	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
Сумма	4,02	4,00	4,00	4,01	8,01	8,00	7,99	8,00	8,01
X_{Mg}^*	0,80	0,79	0,71	0,72	0,66	0,65	0,65	0,66	0,67
X_{Ca}^{**}	—	—	—	—	0,19	0,19	0,16	0,17	0,17

Амфиболы эклогитового парагенезиса отличаются от амфиболов из включений повышенным содержанием Al₂O₃ и K₂O (табл. 4).

Биотит представлен редкими удлиненными зернами в коронах вокруг шпинели, его состав представлен в табл. 4.

Карбонат встречается в виде редких ксеноморфных микровключений (с амфиболом и ортопироксеном) в клинопироксене (рис. 4, б). Состав карбоната преимущественно кальцит-магнезитовый с небольшой примесью сидерита (SiO₂ 0,48; Al₂O₃ 0,27; FeO 5,03; MgO 18,60; CaO 29,74 мас.%).

Реакционные соотношения и *P–T*-эволюция. Коронарные структуры в горных породах отражают незавершенность минеральных реакций между неравновесными минералами. Формирование корон контролируется встречными потоками диффундирующих компонентов, определяемыми градиентами их концентраций в условиях открытой или закрытой системы [Ashworth et al., 1998; Keller et al., 2008]. В изучаемой породе выделены два типа корон, характеризующих метаморфическую эволюцию пород. Относительно крупные короны граната вокруг клино- и

ортопироксена являются продуктами субсолидных реакций в ходе остывания анортозитового массива [Cohen et al., 1988]. Несмотря на то что короны сложены безводными минералами, обнаруженные в клинопироксене включения амфибола и карбонатов (рис. 3) свидетельствуют, что по крайней мере на начальной стадии роста корон в породе присутствовал водно-углекислый флюид. Коронаобразование эклогитового этапа носило локальный характер. Оно контролировалось водным флюидом, благодаря чему в парагенезисе этой стадии возникали такие минералы, как биотит и амфибол, содержащие в своей структуре привнесенные извне H₂O и K₂O. Таким образом, рост корон на эклогитовом этапе происходил в условиях открытой системы. Фазовые отношения на стадиях коронаобразования представлены на диаграммах состав–парагенезис (рис. 6).

Ниже рассматриваются минеральные реакции, рассчитанные с помощью программы TWQ [Berman, 1991], позволяющие охарактеризовать *P–T*-эволюцию породы.

Петрографические наблюдения показывают, что формирование корон *гранулитового* этапа метамор-

Таблица 2

Микрозондовые анализы клинопироксена

Состав	<i>Omp</i>	<i>Omp*</i>	<i>Cpx</i>	<i>Cpx*</i>	<i>Cpx</i>	<i>Cpx</i>	<i>Cpx</i>
	кайма вокруг <i>Spl</i>		ядро короны		включения в <i>Grt</i>		
			край с <i>Grt</i>	середина	центр	середина	край
SiO ₂	52,25	52,91	50,36	49,19	48,62	48,12	50,04
TiO ₂	0,00	0,00	0,32	0,38	0,74	0,45	0,66
Al ₂ O ₃	17,08	15,72	9,25	11,26	11,45	11,37	9,13
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	3,12	3,63	4,42	5,01	5,03	5,17	4,51
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	8,44	7,06	12,45	11,04	11,67	11,44	12,97
CaO	14,31	14,37	20,95	20,07	20,26	20,31	21,07
Na ₂ O	5,28	5,78	1,83	2,29	1,82	1,96	1,63
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	100,50	99,47	99,58	99,24	99,59	98,81	100,01
Пересчет на 6 атомов кислорода							
Si	1,84	1,89	1,84	1,81	1,78	1,78	1,83
Al	0,71	0,66	0,40	0,49	0,49	0,50	0,39
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,09	0,11	0,14	0,15	0,15	0,16	0,14
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,44	0,38	0,68	0,60	0,64	0,63	0,71
Ca	0,54	0,55	0,82	0,79	0,80	0,81	0,82
Na	0,36	0,40	0,13	0,16	0,13	0,14	0,12
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	3,99	3,98	4,01	4,02	4,01	4,03	4,02
X_{Mg}	0,83	0,78	0,83	0,80	0,81	0,80	0,84
X_{Jd}	0,36	0,40	0,13	0,16	0,13	0,14	0,12

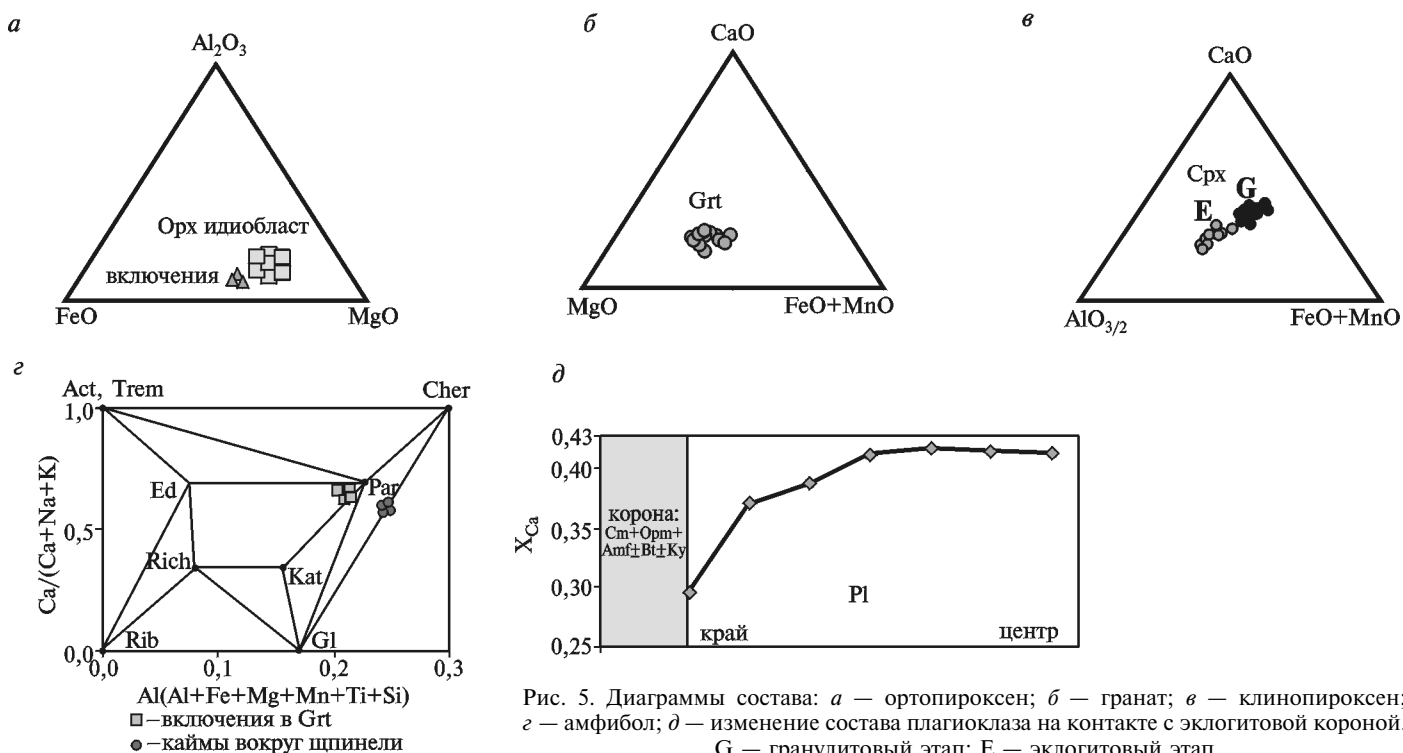


Рис. 5. Диаграммы состава: а — ортопироксен; б — гранат; в — клинопироксен; з — амфибол; д — изменение состава плагиоклаза на контакте с эклогитовой короной. G — гранулитовый этап; E — эклогитовый этап

Таблица 3

Микрозондовые анализы плагиоклаза и шпинели

Состав	<i>Pl*</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl*</i>	<i>Spl*</i>	<i>Spl</i>	<i>Spl</i>	<i>Spl</i>	<i>Spl*</i>
	контакт с <i>Grt</i>	центр	контакт с короной	контакт с <i>Bt</i>	середина	центр	включения в <i>Grt</i>	
SiO ₂	57,41	57,37	60,51	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	26,85	26,87	25,27	63,72	64,16	64,40	64,72	64,45
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,00	0,00	0,00	19,42	21,11	21,29	16,01	15,74
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	16,08	13,85	14,06	19,30	19,77
CaO	8,52	8,30	6,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	6,50	6,29	7,84	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,14	0,28	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,70	0,00	0,00	0,50	0,46
Сумма	99,42	99,12	99,99	100,01	99,12	99,75	100,04	99,96
Пересчет на 8 атомов кислорода				Пересчет на 4 атома кислорода				
Si	2,58	2,59	2,69	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,42	1,43	1,32	1,95	1,99	1,99	1,93	1,92
Cr	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
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,01	0,07	0,08
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,38	0,46	0,45	0,27	0,25
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,62	0,54	0,55	0,73	0,75
Ca	0,41	0,40	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,57	0,55	0,68	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	4,99	4,99	4,99	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
χ_{Ca}^*	0,42	0,41	0,30	0,62	0,54	0,55	0,73	0,75

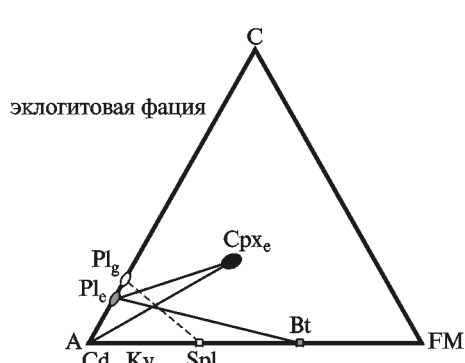
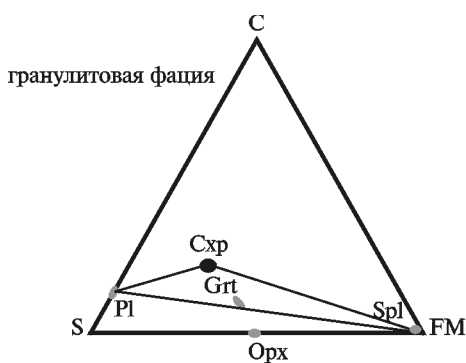
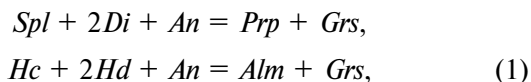
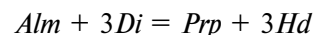
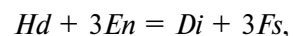


Рис. 6. Фазовые отношения в короните: слева — гранулитовый этап; справа — эколитовый этап. Конноды — сосуществующие минералы на данной стадии (сплошные линии) и реагирующие минералы (пунктирная линия)

физма происходило независимо от того, присутствовал ли ортопироксен в ядерных частях корон или нет. Это хорошо согласуется с диаграммой состав–парагенезис (рис. 6, а) и реакциями



весьма чувствительными к изменению давления (рис. 7). Их пересечение с линиями геотермометров



определяет значения *P–T*-условий коронообразования: ~960 °C и ~1,3 ГПа (рис. 7). Гранат-клинопироксеновый термометр [Krogh, 2000] подтверждает столь высокие оценки температуры: состав граната и клинопироксена, использованный в расчетах, показывает значения около 1020 °C при давлении

1,3 ГПа. Надежность этих оценок давления подтверждается реакцией



которая в отсутствие нефелина дает минимальные оценки давления (рис. 7). При этом реакция $Ab = Jd + Qtz$ при оценке давления для бескварце-

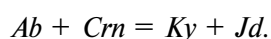
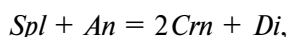
Таблица 4

Микрозондовые анализы биотита и амфибола

Состав	<i>Bt</i>	<i>Bt*</i>	<i>Bt</i>	<i>Amf</i>	<i>Amf</i>	<i>Amf</i>	<i>Amf</i>	<i>Amf</i>
	центр	середина	контакт с <i>Omp</i>	включение в <i>Cpx</i>	включение в <i>SpI</i>	включение в <i>Crn</i>		корона
SiO ₂	36,81	34,96	37,66	44,12	43,22	41,91	42,19	41,86
TiO ₂	1,18	1,20	1,04	0,38	0,23	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	18,53	18,96	19,11	16,62	16,72	19,74	19,53	19,53
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	7,43	6,98	7,77	8,14	8,20	9,33	9,40	9,79
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	20,62	21,62	20,34	14,73	14,49	12,85	13,13	12,62
CaO	0,24	0,51	0,00	10,95	11,30	9,64	9,77	9,71
Na ₂ O	0,17	0,24	0,00	3,33	3,25	2,43	2,58	2,63
K ₂ O	9,66	7,48	9,94	0,00	0,00	1,90	1,69	2,03
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	94,63	91,97	95,86	98,28	97,40	97,81	98,29	98,17
Пересчет на 22 атома кислорода				Пересчет на 23 атома кислорода				
Si	2,78	2,69	2,81	6,18	6,14	5,91	5,92	5,92
Al	1,65	1,72	1,68	2,75	2,80	3,28	3,23	3,26
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,07	0,07	0,06	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,47	0,45	0,48	0,61	0,55	0,97	0,99	0,86
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,34	0,43	0,14	0,12	0,30
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	2,32	2,48	2,26	3,08	3,07	2,70	2,75	2,66
Ca	0,02	0,04	0,00	1,64	1,72	1,46	1,47	1,47
Na	0,02	0,04	0,00	0,90	0,89	0,66	0,70	0,72
K	0,93	0,73	0,95	0,00	0,00	0,35	0,31	0,37
Сумма	8,27	8,22	8,25	15,55	15,61	15,47	15,48	15,57
X_{Mg}	0,83	0,85	0,82	0,90	0,88	0,95	0,96	0,90

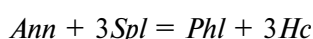
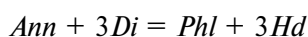
вых пород непригодна. Полученные нами значения температуры и давления для гранулитового этапа метаморфизма превосходят оценки, сделанные более двух десятилетий назад [Austrheim, Griffin, 1985; Cohen et al., 1988].

Минеральные реакции эклогитового этапа метаморфизма весьма разнообразны (рис. 7). Они не относятся к числу известных сенсоров температуры и давления из-за сравнительно небольших энтальпийных и объемных эффектов соответственно, но они позволяют восстановить P – T -условия коронаобразования на стадии эклогитизации. Образование коронарных корунда, кианита и омфациита по исходным шпинели и плагиоклазу может быть связано с реакциями



Оба равновесия относятся к смещенным, т.е. чувствительным к изменению давления.

Реакции



в комбинации с реакциями (1), (2) показывают условия коронаобразования: $T \sim 710 \div 730$ °C и $P \sim 1,3 \div 1,5$ ГПа. Эти значения вполне сопоставимы с более ранними оценками ($T \sim 700 \div 800$ °C,

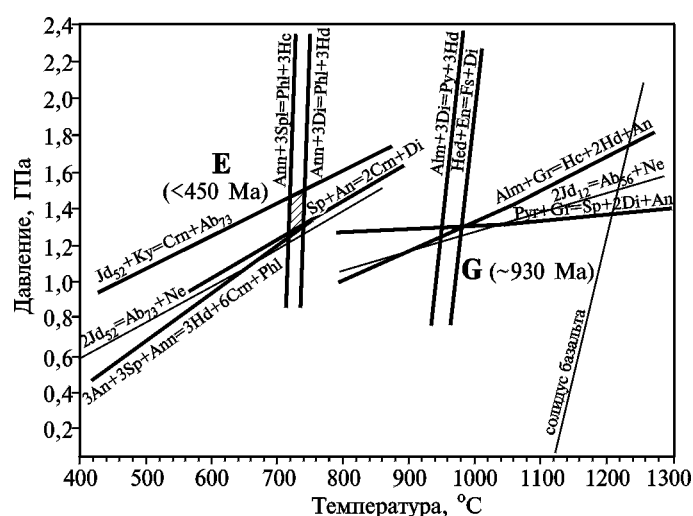


Рис. 7. P – T -эволюция коронитов с использованием программы TWQ [Berman, 1991]: G — гранулитовый этап, E — начало эклогитового этапа. Составы минералов, использованные для расчетов, в таблицах отмечены звездочками

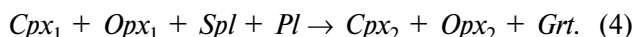
$P \sim 1,5 \div 2,1$ ГПа) для эклогитов из зон сдвиговых деформаций из комплекса Берген Аркс [Перчук, 2002; Austrheim, Griffin, 1985; Boundy et al., 1996; Jamtveit et al., 1990].

Обсуждение результатов. Образование коронарных структур в гранулитах комплекса Берген Аркс связывают с двумя стадиями субсолидных реакций [Cohen et al., 1988]. На первой стадии происходило взаимодействие между магматическими минералами — оливином и плагиоклазом



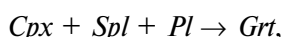
При этом пространственное положение продуктов реакции различается: орто- и клинопироксен формируют внутренние части корон, тогда как шпинель хаотично распределена в плагиоклазовом матриксе и видимой связи с коронарной структурой не обнаруживает. Сходное явление было описано в оливиновых метагабброидах Адирондака [Whitney, McLelland, 1980], где ядерные части плагиоклазов переполнены микровключениями шпинели, ее образование связывают с реакцией коронообразования $Ol + Opx + Pl \rightarrow Cpx + Grt + Spl$, в которой участвовала только одна генерация каждого минерала.

Предполагается [Cohen et al., 1988], что в комплексе Берген Аркс вслед за стадией образования шпинели — реакция (8) — последовала еще одна стадия коронообразования, в результате которой образовались гранат и пироксены новой генерации:



Таким образом, согласно представленной схеме, в породе должны присутствовать две генерации пироксенов. Однако подробное ознакомление с литературными данными показывает, что подобная систематика не вполне оправданна. Например, короны с максимальным набором фаз сложены следующими зонами (от центра к периферии): $Ol \rightarrow Opx_2 \rightarrow Cpx_2 \rightarrow Grt$. Пироксен первой генерации (Cpx_1) обнаруживается лишь во включениях в гранате, а реликты парагенного ему ортопироксена (Opx_1) нигде не описаны. При этом плагиоклаз остается первично-магматическим минералом, несмотря на ассоциирующую с ним метаморфическую шпинель.

Эта гипотеза не находит подтверждения и в изученных нами коронитах, где клинопироксен из включений в гранате и из ядерных частей корон имеет сходный состав, т.е. нет оснований для их разделения на разные генерации (Cpx_1 и Cpx_2). Кроме того, взаимодействие минералов явно указывает на то, что рост граната осуществляется за счет взаимодействия клинопироксена с плагиоклаз-шпинелевым матриксом без участия ортопироксена. Поэтому в качестве альтернативы реакции (4) предлагается реакция



которая отчетливо прослеживается на диаграммах P – T и состав–парагенезис (рис. 6, 7). При этом ортопироксен в реакциях не участвует из-за мощной

каймы клинопироксена, изолирующей ортопироксен от матрикса. Равномерное распределение шпинели в матриксе породы указывает на то, что первично-магматический плагиоклаз уже таковым не является. В самом деле, если образование шпинели связано с привнесением железа и магния из оливина — реакция (3) — и выносом алюминия из плагиоклаза, то перекристаллизация последнего просто неизбежна. Дополнительным свидетельством этому служит достаточно выдержанный состав плагиоклаза во всем объеме породы (если не считать локальных участков, затронутых эклогитовым процессом).

Если генетическая связь шпинели и коронарных пироксенов прослеживается на физико-химическом уровне, то механизм их пространственного разделения не вполне очевиден. Не исключено, что глубокое проникновение Fe и Mg за рамки корон связано с особенностью плагиоклаза образовывать микропоры, существующие в плагиоклазах из пород разных уровней глубинности [Montgomery, Brace, 1975]. Наличие микропор является важным фактором ускоренного массопереноса катионов, фактически сопоставимого с диффузией по поверхности.

Коронарные структуры в метабазитах как индикаторы начальной стадии эклогитизации неоднократно описаны в эклогитовых комплексах [Удовкина, 1971; Lang, Gilotti, 2007]. Метаморфические короны в эклогитах по структуре и морфологии мало чем отличаются от гранулитовых: в обоих случаях они возникают в результате реакции между любыми магматическими Fe–Mg-минералами (например, Ol , Opx , Cpx и др.) и плагиоклазом. Для эклогитовой стадии характерны короны, содержащие гранат и/или кварц. Экзотические короны с участием корунда вокруг шпинели ранее не описывались, несмотря на присутствие водного флюида — катализатора реакций, их малый размер свидетельствует о непродолжительном росте корон при $T \sim 700$ °C.

Термодинамические условия образования корон эклогитовой стадии проливают свет на состояние корового вещества в каледонской зоне коллизии на глубине более 50 км. Изученные корониты находятся на удалении от горячих (~ 700 °C) ширзон и, согласно модели «холодной коры», должны оставаться при относительно низкой температуре (~ 400 °C) [Camacho et al., 2005]. Однако микрокороны вокруг шпинели, возникающие по всему объему породы при $T \sim 700$ °C, убеждают в обратном. Их локальное развитие свидетельствует о миграции флюида вдоль границ зерен (и, возможно, по микропорам в плагиоклазе). Учитывая большое различие теплоемкости породы и пленочного флюида, последний мог быть на 300 °C горячее породы. Для подобной адвекции тепла необходим мощный сфокусированный поток флюида, фиксируемый в ширзонах, но не в боковых породах. Таким образом, корониты, находясь на стадии эклогитового метаморфизма в метастабильном состоянии, могли подвергаться такому же термальному воздействию, как и развивающиеся по ним эклогиты, причем вне

зависимости от того, каким образом осуществлялся прогрев гранулитов — адвективным (за счет флюида в ширзонах) или конвективным способом.

Заключение. Проведенное исследование показывает, что корониты комплекса Берген Аркс сформировались при температуре ~960 °С и давлении 1,3 ГПа, что позволяет отнести их к группе ультравысокотемпературных (УНТ) гранулитов [Harley, 2008]. При этом короны могли возникать как в ходе субсолидусных реакций при остывании неопротерозойского анортозитового комплекса, так и в более позднее время (значения изотопного возраста событий не различаются). Это второе событие может быть непосредственно связано с формированием анортозитового комплекса либо с региональным метаморфизмом, вызванным тем же источником энергии, который привел к образованию этого комплекса. Короны в гранулитах стадии I возникли в присутствии водно-углекислого флюида,

о чем свидетельствуют описанные нами впервые полиминеральные включения $Am \pm Carb + Opx$ в клинопироксене и шпинели.

Высокобарные парagenезисы, обнаруженные нами в коронах шпинели, свидетельствуют, что в межзерновом пространстве породы при $T \sim 710 \div 730$ °С и $P \sim 1,3 \div 1,5$ ГПа находился водосодержащий флюид — катализатор химических реакций. Его ограниченное количество не могло обеспечить масштабный рост корон или же полную эклогитизацию всего неопротерозойского гранулитового комплекса. Это является убедительным свидетельством полного прогрева всей толщи пород в ходе эклогитового (каледонского) метаморфизма.

Авторы благодарны Л.Л. Перчуку за обсуждение результатов и критические замечания, В.О. Япаскурту за содействие в микронзондовых исследованиях, В.С. Шацкому за рецензию, способствующую улучшению окончательного варианта статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Перчук А.Л. Эклогиты комплекса Берген Аркс, Норвегия: петрология и минеральная хронометрия // Петрология. 2002. Т. 10. С. 115–136.

Удовкина Н.Г. Эклогиты Полярного Урала. М.: Наука, 1971.

Ashworth J.R., Sheplev V.S., Bryxina N.A. et al. Diffusion-controlled corona reaction and overstepping of equilibrium in a garnet granulite, Yenisey Ridge, Siberia // J. of Metamorphic Geol. 1998. Vol. 16. P. 231–246.

Austrheim H., Boundy T.M. Pseudotachylites generated during seismic faulting and eclogitization of the deep crust // Science. 1994. Vol. 265. P. 82–83.

Austrheim H., Griffin W.L. Shear deformation and eclogite formation within the granulite-facies anorthosites of the Bergen Arcs, western Norway // Chem. Geol. 1985. Vol. 50. P. 267–281.

Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Can. Mineralogist. 1991. Vol. 29. P. 833–855.

Bingen B., Austrheim H., Whitehouse M.J., Davis W.J. Trace element signature and U–Pb geochronology of eclogite-facies zircon, Bergen Arcs, Caledonides of W Norway // Contrib. Mineral. Petrol. 2004. Vol. 147. P. 671–683.

Boundy T.M., Essene E.J., Hall C.M. et al. Rapid exhumation of lower crust during continent-continent collision and late extension: evidence from ^{40}Ar – ^{39}Ar incremental heating of hornblendes and muscovites, Caledonian Orogen, western Norway // Geol. Soc. of America Bull. 1996. Vol. 108. P. 1425–1437.

Camacho A., Lee K.W., Hensen B. et al. Short-lived orogenic cycles and the eclogitization of cold crust by spasmodic hot fluids // Nature. 2005. Vol. 435. P. 1191–1196.

Cohen A.S., O’Nions R.K., Siegenthaler R., Griffin W.L. Chronology of the pressure-temperature history recorded by a granulite terrain // Contrib. Mineral. Petrol. 1988. Vol. 98. P. 303–311.

В.В. Давыдова — геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, кафедра петрологии геологического факультета МГУ, аспирантка, e-mail: Nika_Dav@mail.ru;

А.Л. Перчук — ИГЕМ РАН, докт. геол.-минерал. н., e-mail: alp@igem.ru;

Б. Штокерт — Рурский университет, Бохум, Германия, профессор геологического факультета, e-mail: Stoeckhert@ruhr-uni-bochum.de

Harley S.L. Refining the P – T records of UHT crustal metamorphism // J. of Metamorphic Geol. 2008. Vol. 26. P. 125–154.

Jamtveit B., Bucher-Nurminen K., Austrheim H. Fluid controlled eclogitization of granulites in deep crustal shear zones, Bergen Arcs, Western Norway // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. Vol. 104. P. 184–193.

Keller L.M., Wirth R., Rhede D. et al. Asymmetrically zoned reaction rims: assessment of grain boundary diffusivities and growth rates related to natural diffusion-controlled mineral reactions // J. of Metamorphic Geol. 2008. Vol. 26. P. 99–120.

Krogh Ravna E. The garnet-clinopyroxene Fe^{2+} –Mg geothermometer: an updated calibration // Ibid. 2000. Vol. 18. P. 211–219.

Kuhn A., Glodny J., Iden K., Austrheim H. Retention of Precambrian Rb/Sr phlogopite ages through Caledonian eclogite facies metamorphism, Bergen Arc Complex // Lithos. 2000. Vol. 51. P. 305–330.

Lang H.M., Gilotti J.A. Partial melting of metapelites at ultrahigh-pressure conditions, Greenland Caledonides // J. of Metamorphic Geol. 2007. Vol. 25. P. 129–147.

Montgomery C.W., Brace W.F. Micropores in plagioclase // Contrib. Mineral. Petrol. 1975. Vol. 52. P. 17–28.

Schneider J., Bosch D., Moniq P., Bruguier O. Micro-scale element migration during eclogitisation in the Bergen Arcs (Norway): A case study on the role of fluids and deformation // Lithos. 2007. Vol. 96. P. 325–352.

Tullis J., Stunitz H., Teyssier C., Heilbronner R. Stress, deformation microstructures in quartz-feldspathic rocks. Stress, Strain and Structure, Win Means volume M.W // J. Virtual Explorer. 2000. Vol. 2.

Whitney P.R., McLelland J.M. Compositional controls on spinel clouding and garnet formation in plagioclase of olivine metagabbros, Adirondack Mountains, New York // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. Vol. 73. P. 243–251.

Поступила в редакцию
16.09.2008