

ШПИНЕЛЬ-КИАНИТ-КОРДИЕРИТОВЫЕ ГРАНАТИТЫ – ИНДИКАТОРЫ ПИКОВЫХ ПАРАМЕТРОВ И ВОЗРАСТА ГРАНУЛИТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА В ЭКЗОКОНТАКТОВОМ ОРЕОЛЕ ВОСТОЧНО-ХАБАРНИНСКОГО ГАББРО-УЛЬТРАМАФИТОВОГО КОМПЛЕКСА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Е.В. Пушкарев, А.П. Бирюзова, П.А. Серов

Восточно-хабарнинский габбро-ультрамафитовый комплекс (ВХК) входит в структуру Хабарнинского полиформационного мафит-ультрамафитового аллохтона на Южном Урале, протягиваясь в меридиональном направлении вдоль его восточного края более чем на 20 км [Варлаков, 1978; Петрология..., 1991]. В разрезе по р. Урал ВХК представляет собой стратифицированную интрузию в виде опрокинутой на восток моноклинали, верхнюю часть которой слагают дуниты и верлиты, среднюю – оливиновые клинопироксениты и вебстериты, а нижнюю – габбро-нориты. Породы комплекса погружаются на запад под офиолитовые гарцбургиты центрального ядра аллохтона, что четко фиксируется как по элементам залегания пород на поверхности, так и по многочисленным буровым скважинам. Габброиды контактируют с подстилающими метаморфическими породами, образующими сложный двучленный комплекс, по внешнему контуру которого проводится граница аллохтона и автохтонных осадочно-вулканогенных отложений ордовика и силура [Херасков, 1971; Пушкарев, 2006]. Нижняя метаморфическая толща сложена рассланцованными апобазальтовыми эпидотовыми амфиболитами, верхняя, контактирующая с перекрывающими габброидами, представляет собой пеструю толщу, состоящую из амфиболитов, гранатовых амфиболитов, биотит-гранатовых и амфибол-гранатовых микрогнейсов, графитовых кварцитов, пироксеновых кварцитов, дупироксеновых кристаллических сланцев с переменной долей кварца (эндербитов), антофиллит-шпинель-оливиновых пород и др. Уровень метамор-

физма пород верхней толщи соответствует амфиболитовой и гранулитовой фациям умеренного давления [Бирюзова, Пушкарев, 2005; 2006].

Контакт габбро-норитов и метаморфических пород резкий, представляет собой зону высокотемпературных бластомилонитов. Линзы и будины габбро встречаются также среди деформированных метаморфических пород верхней толщи, что можно интерпретировать как свидетельство их совместного выведения в современную структуру в условиях высокотемпературного пластического течения. Однако, среди габбро-норитов и вебстеритов ВХК постоянно отмечаются мелкие (первые сантиметры-десятки сантиметров) ксенолиты и крупные (метры-десятки метров) ксеноблоки метаморфических пород гранулитовой фации – кальцифиры, пироксеновые кварциты, кристаллические сланцы и т. д., что позволяет рассматривать магматическое внедрение основных расплавов ВХК как главный механизм их интеграции с метаморфическими породами. Ранее нами было высказано предположение, что формирование высокотемпературных метаморфических пород связано с проявлением положительной термальной аномалии на нижнекоровом уровне над зоной внедрения мантийного диапира и связанных с ним основных и ультраосновных магм [Пушкарев, Бирюзова, 2007].

Несмотря на пестроту литологического состава метаморфических пород верхней толщи отметим, что за исключением кварцитов в разрезах преобладают низкокальциевые, известковистые метабазиты и эндербиты, главными минералами которых являются плагиоклазы,

амфиболы и пироксены. Метапелиты с индикаторными глиноземистыми минералами или породы с существенным содержанием калия чрезвычайно редки. Это создает существенные трудности при расчетах P-T параметров равновесия минералов, поскольку наиболее полно термобарометрия разработана именно для метапелитов. Шпинель-кианит-кордиеритовые гранатиты, обнаруженные нами среди двупироксеновых эндербитов и графитовых кварцитов в экзоконтакте габбро-норитов ВХК, представляют собой редкое исключение из этого правила. Гранат и кордиерит образуют парагенезис, хорошо изученный в породах высоких ступеней метаморфизма и позволяющий определять температуру и давление с использованием разных вариантов геотермобарометров. Полученные P-T параметры можно экстраполировать на вмещающие гранатиты двупироксеновые кристаллические сланцы основного и среднего состава и другие породы, в которых отсутствуют чувствительные минеральные индикаторы условий образования. Таким образом, гранатиты становятся реперными породами при определении пиковых параметров метаморфизма в толще, подстилающей габбро-нориты восточно-хабарнинского мафит-ультрамафитового комплекса.

Гранатиты впервые были обнаружены нами в единственном месте, в ядре Кириловочной антиклинали, расположенной примерно в 2,5 км западнее пос. Хабарный и описанной А.С. Варлаковым [Варлаков, 1978]. В этом месте, из под интенсивно деформированных габбро-норитов ВХК выступает небольшой блок метаморфических пород гранулитовой фации размером 500×250 м, формирующий низкий, пологий хребтик в верховьях речки Кириловки (N=51°09', E=58°11'). Блок сложен преобладающими двупироксеновыми кристаллическими сланцами от основного до кислого состава (эндербитами), переслаивающимися с графитовыми и пироксен-графитовыми кварцитами. Наиболее крупный выход гранатитов, размером несколько метров, окруженный со всех сторон деформированными графитовыми кварцитами, залегает в самом ядре структуры, хотя отмечаются отдельные выходы и по периферии метаморфического блока. Из-за пологого залегания и недостаточной обнаженности нет полной ясности о реальном геологическом строении этой зоны. Вполне вероятно, что гранатиты образуют слой.

Гранатиты имеют буровато-коричневую

окраску, обладают мелкозернистой структурой и очень высокой плотностью. Главными породообразующими минералами являются гранат, кордиерит и кварц. Соотношение этих минералов может несколько варьировать, обуславливая появление неравномерно пятнистых или полосчатых текстур, но доля граната обычно составляет не менее 60 %, достигая 90-95 %. К второстепенным минералам относятся плагиоклаз (возможно, калиевый полевой шпат), кианит (силлиманит), рутил, графит, ильменит, отмечается шпинель. Из аксессуарных минералов встречаются апатит и циркон. Микроструктура пород гранобластовая и гипидиоморфнозернистая (рис. 1).

Гранат образует идиоморфные кристаллы светло-розового, желтовато-розового и буроватого цвета, размером меньше 1 мм, погруженные в агрегат кордиерита и кварца. Какой-либо зависимости состава граната от его цвета не обнаружено. Гранат содержит включения кордиерита, рутила, шпинели, ильменита и других минералов, а также газово-жидкие включения. Минерал относится к пиральспитовой группе и соответствует пироп-альмандинам с содержанием спессартинового минала, не превышающим 15 мол. % (табл. 1, рис. 3). Доля альмандинового компонента варьирует в пределах 40-56 %, пироба 30-46 мол. %. Содержание CaO в гранате не превышает 2 мас. % и соответственно доля кальциевого компонента составляет 4-6 мол. %. Гранат является одним из индикаторных минералов для определения прогрессивной или регрессивной направленности метаморфических преобразований, поскольку они хорошо фиксируются в зональности минерала [Авченко, 1982; Белковский, 1986; Лепезин, Королук, 1984 и др.]. Для такого исследования нами были выбраны наиболее крупные кристаллы, размером около 1 мм, пришлифованные точно через середину зерен. Было изучено несколько зерен, которые не показали наличие зональности. Отсутствие зональности в гранатах и реакционных взаимоотношений с кордиеритом видно и на изображении полированного шлифа в обратно-рассеянных электронах (рис. 2). Это может свидетельствовать о быстрой скорости выведения метаморфических пород на поверхность, препятствующей формированию зональности [Лепезин, Королук, 1984].

Кордиерит в виде агрегата короткопризматических кристаллов заполняет пространство между зернами граната (рис. 1-Б). В нем

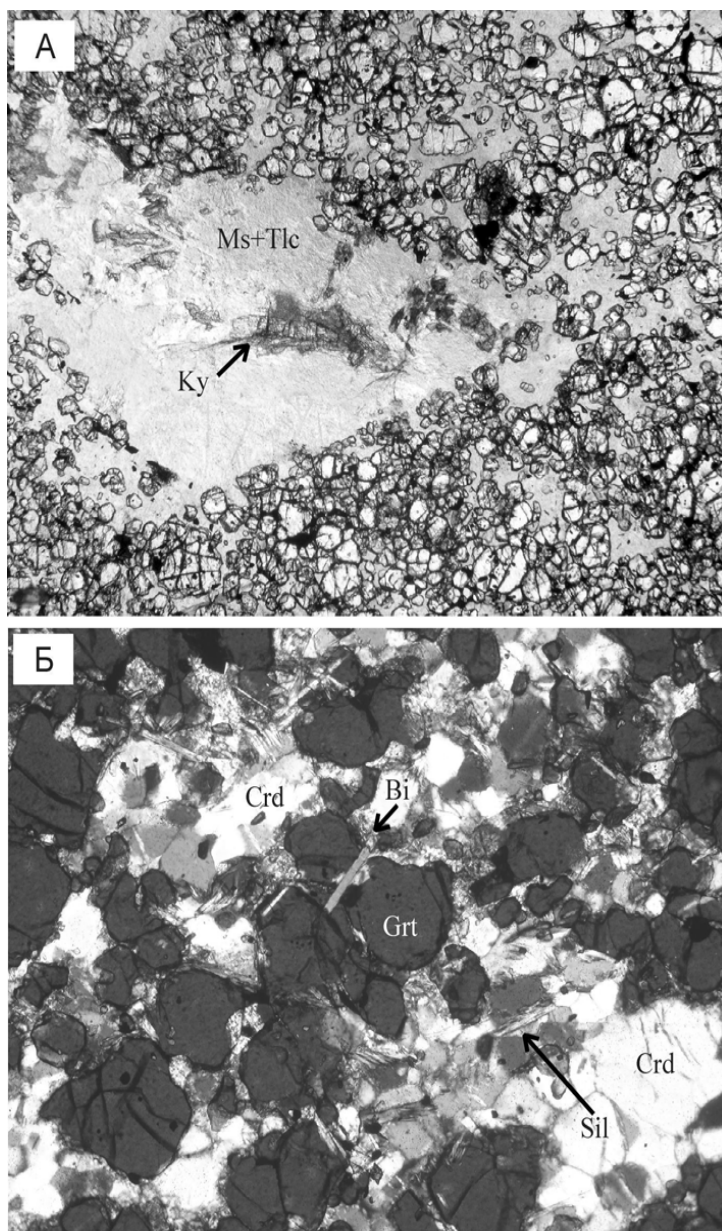


Рис. 1. А) Микроструктура кордиеритовых гранатов Хб-1925. Идиоморфные зерна граната сцементированы кордиеритовым агрегатом, замещенным мусковитом и тальком. В центре призматическое зерно кианита. Ник. II. Поле зрения 3×5 мм. Б) Микроструктура гранатита Хб-2017 представлена гранобластовым агрегатом граната и кордиерита. Присутствуют тонкопризматические зерна силлиманита (?) и пластинки биотита. Ник. +. Поле зрения 2×3 мм.

отсутствует секториальность, редко отмечаются двойники и желтые плеохроичные дворники, которые являются типичными диагностическими признаками минерала. В свежем виде кордиерит сохраняется сравнительно редко, практически полностью замещаясь вторичным тонкочешуйчатым агрегатом мусковита и, вероятно, талька. Присутствие талька предполагает

ся, исходя из низких содержаний калия и повышенных содержаний магния в этом минеральном агрегате (см. табл. 1). Кордиерит характеризуется высокой магниальностью ($Mg/(Fe+Mg)=0,8-0,78$) и низкими содержаниями двуокиси натрия, равной 0,14-0,22 мас. %.

Кианит образует тонкие призматические кристаллы (рис. 1-А) с относительно низким двупреломлением и близким к прямому погасанием. Он был диагностирован монокристалльным рентгеноструктурным методом в УГГУ (Екатеринбург, С.Г. Сустанов). В дальнейшем присутствие кианита было подтверждено рентгенофазовым анализом (ИГГ УрО РАН, аналитик Т.Я. Гуляева) обогащенных немагнитных фракций с плотностью $d > 3,3$ г/см³, выделенных из гранатов. На дифрактограммах были также зафиксированы пики слабой интенсивности, характерные для силлиманита, что дает основание предполагать присутствие в породах и этого глиноземистого минерала. Кианит приурочен к кордиеритовому агрегату, где часто находится в ассоциации с красновато-бурым биотитом. В качестве примеси в кианите отмечается хром и железо (см. табл. 1).

Шпинель образует включения в гранате (см. рис. 2), а иногда встречается в графитовых агрегатах в виде идеальных прозрачных октаэдрических кристаллов или двойников по шпинелевому закону, размером 10-50 мкм (рис. 4), где первоначально она и была определена с использованием спектроскопии комбинационного рассеяния света в центре коллективного пользования «Состав вещества» в ИВТЭ УрО РАН на приборе

Renishow-1000. По составу шпинель относится к пикотиту с невысокой примесью хрома (см. табл. 1). В шпинель-графитовых агрегатах часто присутствует диаспор (см. табл. 1), определенный как монокристалльным рентгеноструктурным анализом, так и на микроанализаторе. По видимому, он представляет собой продукт замещения шпинели на стадии низкотемпературных

Таблица 1

Содержание петрогенных (мас. %) элементов, Rb и Sr (г/т) в кордиеритовых гранатитах

Проба	Х61923	Х61924	Х61925	Х61933	Х61996	Х62017
Компонент						
SiO ₂	34,91	53,58	36,01	34,81	35,72	33,62
TiO ₂	1,37	1,38	1,61	1,52	1,42	1,43
Al ₂ O ₃	24,33	14,74	26,04	24,47	24,91	24,53
Fe ₂ O ₃	7,07	2,64	4,52	7,24	5,11	6,07
FeO	19,50	16,80	18,34	19,20	18,75	21,41
MnO	3,93	3,50	3,32	4,07	3,52	4,01
MgO	4,71	3,30	4,20	4,98	5,81	5,41
CaO	1,34	1,66	1,06	1,32	1,03	1,01
Na ₂ O	0,40	0,60	0,50	0,30	0,40	0,45
K ₂ O	0,58	0,12	2,56	0,13	0,35	0,76
P ₂ O ₅	0,04	0,23	0,04	0,03	0,30	0,28
ппп	2,45	1,88	2,43	1,80	1,95	1,84
Сумма	100,63	100,44	100,63	99,87	99,27	100,82
Fe/(Fe+Mg)	0,75	0,76	0,75	0,74	0,69	0,73
Rb, г/т	не обн	не обн	19	не обн	2	не обн
Sr, г/т	19	85	23	77	23	86

Примечание. Анализы выполнены рентгенофлюоресцентным методом на СРМ-18 и EDX-900HS, FeO и Na₂O определены методами мокрой аналитической химии, Rb и Sr определены рентгенофлюоресцентным методом на VRA-2. Все анализы выполнены в лаборатории ФХМИ Института геологии и геохимии УрО РАН (Зав. лабораторией С.Л. Вотяков).

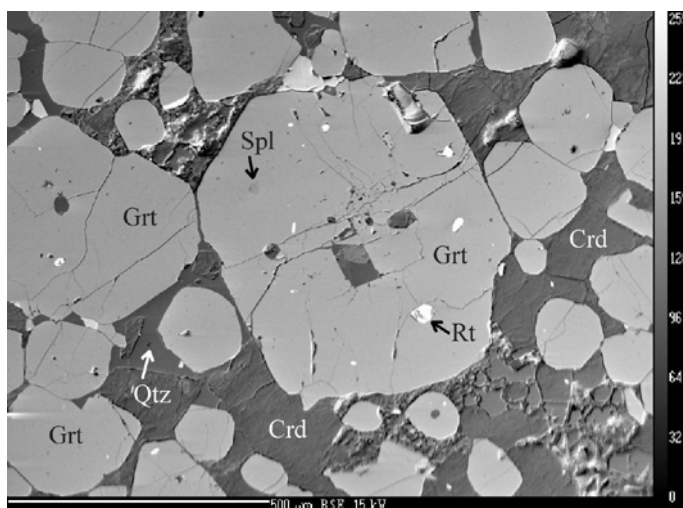


Рис. 2. Изображение кордиеритового гранатита Х6-1923 в обратно-рассеянных электронах (Самеса SX-100, Институт геологии и геохимии УрО РАН). В зернах граната отсутствует зональность. В гранате присутствуют включения кордиерита, шпинели и рутила.

преобразований гранатитов.

Рутил равномерно распределен в породах в виде призматических кристаллов красновато-бурого цвета. Его количество составляет 1-2 %. В рутиле постоянно фиксируется примесь хрома до 0,2-0,3 мас. % Cr₂O₃.

Из протолок пород были изучены редкие зерна клинопироксена, характеризующиеся умеренными и повышенными содержаниями глинозема и низкими Ca/(Ca+Mg) отношениями, косвенно указывающими на высокую температуру образования пород (см. табл. 1), однако в шлифах клинопироксены обнаружены не были, поэтому пока мы с осторожностью относимся к этой находке.

Химический состав пород определяется преобладанием в их составе пироп-альмандинового граната и кордиерита, поэтому он характеризуется высокими содержаниями железа и глинозема (табл. 2). На диаграмме FAQ А.А. Предовского [Предовский, 1980] гранатиты располагаются рядом с высокожелезистыми гранатовыми амфиболитами Хабаровинского аллохтона в поле мелановакк – продуктов химического выветривания основных и ультраосновных пород. На диаграмме FeO-SiO₂ гранатиты образуют единый тренд с гранатовыми амфиболитами и куммингтонит-гранат-кварцевыми гнейсами, направленный в сторону кварца (рис. 5), хотя рассматривать его как возможную линию смешения кварца с каким-то высокожелезистым субстратом вряд ли возможно, поскольку на других петрохимических диаграммах гранатиты не образуют общность с перечисленными выше породами. От магматических пород, принадлежащих дифференцированным сериям габбро-гранит или базальт-риолит, метаморфические породы в интервале 40-75 мас. % SiO₂ отличаются более высокими концентрациями железа. Согласно СРW норме, в гранатитах преобладает ортопироксен, составляющий до половины объема, ильменит и магнетит в количестве до 15-20 %, кварц, полевые шпаты и корунд по 10-15 % каждый. Распределение РЗЭ в гранатитах имеет специфический облик. От лантана до

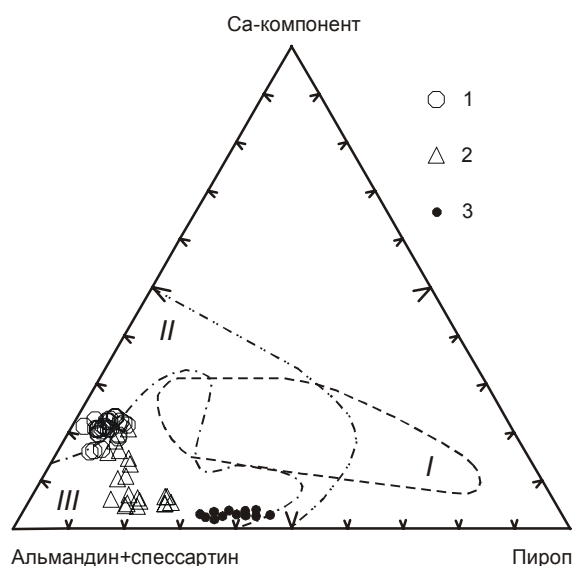


Рис. 3. Состав гранатов из метаморфических пород Хабаровинского аллохтона.

1 – гранатовые амфиболиты, 2 – куммингтонит-гранатовые и биотит-гранатовые гнейсы, 3 – гранатиты. Поля: I – гранаты эклогитовой фации метаморфизма; II – гранаты гранулитовой фации метаморфизма; III – гранаты амфиболитовой фации метаморфизма.

европия РЗЭ располагаются субгоризонтально с положительным Sm максимумом, а с гадолиния происходит 6-8 кратное относительное возрастание концентраций элементов, хотя распределение их не меняется, оставаясь субгоризонтальным (рис. 6). Такое поведение РЗЭ отличает хабарнинские гранатиты от хорошо изученных гранатитов из зоны Ивреа-Вербано в Итальянских Альпах [Rivalenti et al, 1997], геологическое положение которых сходно с ураль-

скими. В последних, происходит непрерывный рост концентраций лантаноидов в интервале La-Eu, а поведение тяжелых элементов сходно с хабарнинскими.

Парагенезис граната и кордиерита является характерным для высокотемпературных метаморфических пород [Петрология..., 1987]. В отсутствии данных о составе биотита из гранатитов оценка Р-Т параметров метаморфизма была осуществлена только на основе этого парагенезиса. Температуры были рассчитаны по геотермометрам Перчука и Лаврентьевой и Бхаттачария с соавторами [Perchuk, Lavrent'eva, 1983; Bhattacharya et al, 1988], а давление по гранат-кордиерит-силлиманит-кварцевому барометру Арановича и Подлесского [Aranovich, Podlesskii, 1983], основанном на распределении Fe и Mg между двумя этими минералами. В расчете были использованы средняя магнезиальность граната, равная 0,4, а кордиерита – 0,8. Давление для этих параметров в интервале температур от 600 до 800 °С слабо изменяется от 7 до 8 кбар. В целом этот результат согласуется с оценками давления для гранатовых амфиболитов и амфиболитов верхней толщи (5-7 кбар), проведенные нами ранее по амфибол-плаггиоклазовому барометру Г.Б. Ферштатера [Ферштатер, 1990], а также с определениями водного давления (6 кбар) при формировании палингенных гранитов, приуроченных к этим амфиболитам, выполненных на основе анализа их котектического состава. Аналогичные величины давления получаются при анализе диаграммы состояния систем SiO₂-Al₂O₃-FeO-MnO-H₂O и SiO₂-Al₂O₃-FeO-MgO-H₂O (рис. 7) [Лепезин, Королюк, 1984].

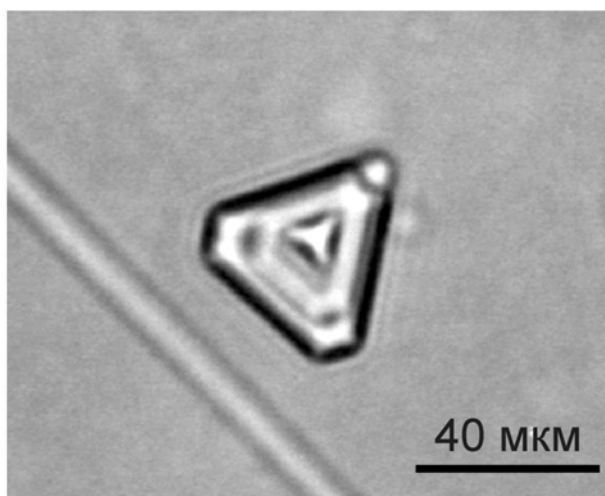
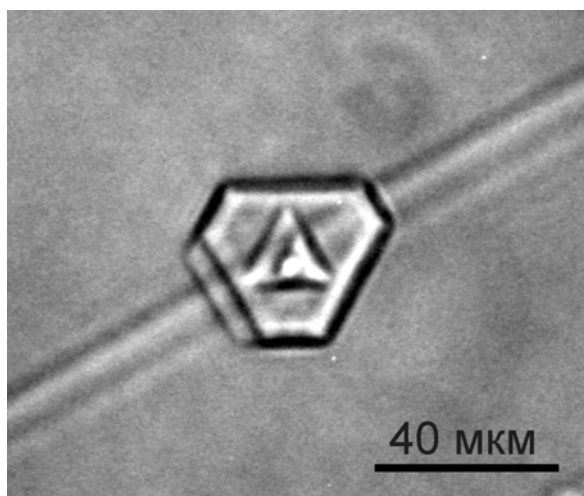


Рис. 4. Идиоморфные зерна шпинели из графитовых агрегатов. Снимки в иммерсионной жидкости N=1,730 в проходящем свете.

Типичные составы породообразующих и второстепенных минералов из гранатитов

Проба	Хб-1923		Хб-1924		Хб-1925		Хб-1933	
Минерал	Гранат		Гранат		Гранат		Гранат	
SiO ₂	39,18	38,72	39,16	39,32	37,93	38,23	36,96	37,50
TiO ₂	0,09	0,10	0,07	0,12	0,07	0,05	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	21,17	21,29	21,89	21,61	22,03	21,60	21,74	21,16
Cr ₂ O ₃	0,10	0,09	0,04	0,09	0,09	0,09	0,27	0,04
FeO*	23,99	24,42	22,46	19,30	25,00	24,75	23,27	26,08
MnO	4,91	4,95	5,43	5,24	4,98	4,92	5,27	5,22
MgO	9,55	9,75	10,57	12,75	9,34	9,07	10,84	9,11
CaO	1,38	1,38	1,63	1,61	1,36	1,30	1,77	1,34
Na ₂ O	–	–	–	–	–	–	–	–
K ₂ O	–	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	100,37	100,70	101,25	100,04	100,80	100,01	100,14	100,47
Fe/(Fe+Mg)	0,58	0,58	0,54	0,45	0,60	0,60	0,54	0,61

Проба	Хб-1933			Хб-1925			Хб-1933	
Минерал	Кордиерит			Мусковит+талък			Кианит	
SiO ₂	49,39	49,31	48,78	46,22	47,72	47,10	36,11	35,95
TiO ₂	0,02	0,00	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	35,57	34,88	34,83	33,08	34,61	33,45	63,72	64,83
Cr ₂ O ₃	0,03	0,01	0,01	–	–	–	0,03	0,53
FeO*	4,59	4,35	4,64	3,68	3,00	3,75	0,4	0,39
MnO	0,16	0,18	0,21	0,23	0,15	0,21	0,02	0,01
MgO	10,90	10,22	10,70	5,41	4,99	4,13	0,02	0,05
CaO	0,02	0,91	0,02	0,27	0,10	0,24	0,01	0,00
Na ₂ O	0,24	0,36	0,18	0,27	0,23	0,24	0,01	0,01
K ₂ O	0,01	0,02	0,00	6,31	6,41	6,24	0,05	0,01
Сумма	100,91	100,22	99,37	95,48	97,23	95,39	100,38	101,77
Fe/(Fe+Mg)	0,19	0,19	0,19	0,27	0,25	0,33		

Проба	Хб-1933	Хб-1933	Хб-1923	Хб-1924	Хб-1933	Хб-1933		
Минерал	Диаспор	Шпинель	Рутил			Клинопироксен		
SiO ₂	0,04	0,03	0,04	0,03	0,01	49,87	49,58	49,24
TiO ₂	0,06	0,06	98,07	98,31	99,39	0,65	0,53	0,71
Al ₂ O ₃	90,04	60,80	0,00	0,05	0,05	4,60	7,94	4,59
Cr ₂ O ₃	2,33	2,92	0,31	0,22	0,33	0,02	0,05	0,06
FeO*	0,24	27,59	0,07	0,03	0,02	9,21	11,89	8,89
MnO	0,05	0,52	0,05	0,02	0,00	0,45	0,32	0,49
MgO	0,03	8,53	0,00	0,03	0,03	13,63	11,81	13,51
CaO	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	20,35	17,89	20,73
Na ₂ O	0,00	0,06	0,05	0,04	0,00	0,54	1,06	0,57
K ₂ O	0,00	0,01	0,05	0,01	0,01	0,00	0,33	0,00
Сумма	92,83	100,51	98,60	98,86	99,85	99,32	101,40	98,79
Fe/(Fe+Mg)						0,27	0,36	0,27

Примечание. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе CAMECA SX-100 в ГЕОХИ РАН (аналитик Н.Н. Кононкова). FeO* – все железо в виде FeO.

Приняв 6 кбар в качестве средней величины давления, была рассчитана температура равновесия граната и кордиерита, которая, в зависимости от применяемого термометра, соответствует 750 или 800 °С. Полученные Р-Т параметры отвечают гранулитовой фации мета-

морфизма и близки к аналогичным параметрам, принимаемым для тараташского и салдинского гранулитовых комплексов [Ленных и др., 1978; Петров и др., 2000].

Для определения возраста гранулитового метаморфизма мы провели изучение Sm-Nd

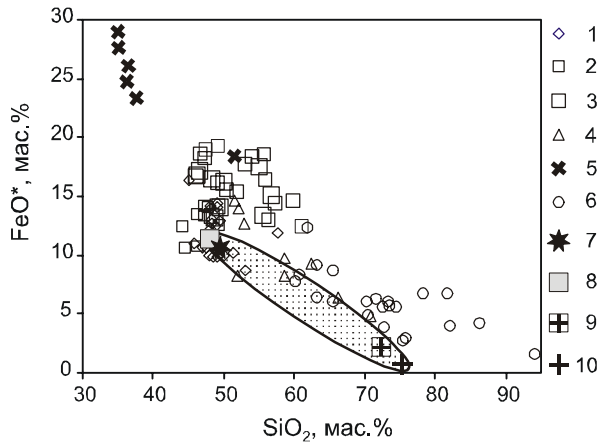


Рис. 5. Диаграмма FeO*_(общ)-SiO₂ для метаморфических пород контактового ореола восточно-хабарнинского мафит-ультрамафитового комплекса.

1 – амфиболиты, 2 – амфибол-пироксеновые роговики и пироксеновые амфиболиты, 3 – гранатые амфиболиты, 4 – двупироксеновые кристаллосланцы, 5 – гранатиты, 6 – куммингтонит-гранатые гнейсы и кварциты, 7 – средний состав габбро-норита ВХК, 8 – средний состав базальтов СОХ, 9 – средний состав гранитов плутонической группы [Ферштатер, 1987], 10 – средний состав гранитов вулкано-интрузивной группы [Ферштатер, 1987]. Поле – вариации составов магматических пород от габбро до гранита или от базальта до риолита.

системы гранатитов в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты) на семиканальном термоионизационном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) в статическом режиме. Химическое разложение пород и минералов проводилось по методике [Журавлев и др., 1987]. В качестве ионизаторов использовались рениевые ленты, а пробы наносились на танталовые ленты с микрокаплей разбавленной H₃PO₄. Погрешность воспроизводимости определений изотопного состава Nd стандарта La Jolla=0,511833±6 (2σ, N=11) не превысила 0,0024 % (2σ). Такая же погрешность получена при измерениях параллельных анализов японского стандарта JNd₁=0,512098±20 (2σ, N=110). Ошибка в ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd отношениях принята при статистическом обчете концентраций Sm и Nd в стандарте BCR-1 и составляет 0,3 % (2σ) – среднее значение из семи измерений. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0,3 нг и по Sm равно 0,06 нг. Измеренные изотопные отношения Nd были нормализованы по отношению ¹⁴⁸Nd/¹⁴⁴Nd=0,241570, а затем пересчитаны на отношение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd

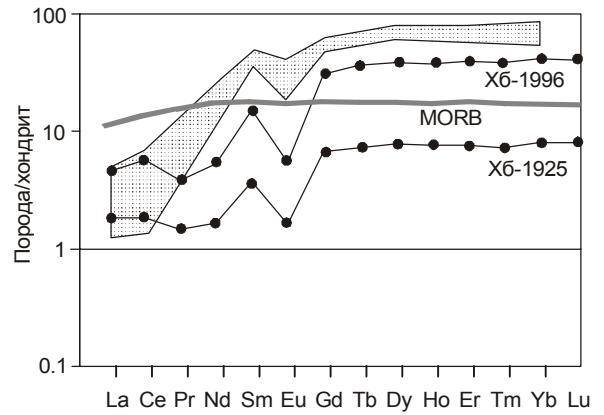


Рис. 6. Распределение РЗЭ гранатитах, нормированное на стандартный углистый хондрит. Поле – гранатиты из гранулитового комплекса зоны Ивреа-Вербано в итальянских Альпах [Rivalenti et al., 1997].

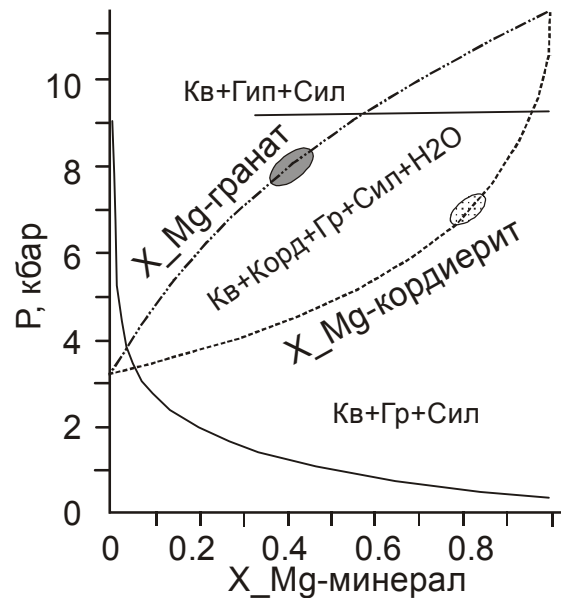


Рис. 7. Диаграмма состояния SiO₂-Al₂O₃-FeO-MnO-H₂O и SiO₂-Al₂O₃-FeO-MgO-H₂O с линиями равновесия граната и кордиерита различной магнезиальности [Лепезин, Королюк, 1984]. X_Mg-гранат и X_Mg-кордиерит – линии, отражающие зависимость магнезиальности сосуществующих граната и кордиерита от давления. Овалами нанесены составы гранатов и кордиеритов из хабарнинских гранатитов.

в стандарте La Jolla=0,511860. Для определения времени формирования гранатитов были использованы вал породы, гранат и рутил. Полученный изохронный возраст, равный 423±6 млн. лет, СКВО=1,9, соответствует венлоку (рис. 8,

Результаты определения изотопных отношений Sm и Nd в гранатитах и минералах ХБ-1996

Проба	Sm, г/г	Nd г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Ошибка	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Ошибка
ХБ-1996-1 порода	3,587	4,653	0,466006	0,3	0,513057	0,003
ХБ-1996-2 гранат	4,402	4,410	0,603402	0,3	0,513423	0,003
ХБ-1996-3 рутил	1,364	8,406	0,098057	0,3	0,512026	0,003

табл. 3). Отрицательное значение $\Sigma\text{Nd}(T) = -6,5$ может быть интерпретировано как свидетельство корового происхождения субстрата гранатитов, что подтверждается и тяжелым составом изотопов кислорода в этих породах и минералах [Бирюзова, 2006]. Определенный возраст гранатитов оказывается незначительно древнее, а с учетом погрешности практически одинаковым с ранее полученным изохронным Sm-Nd возрастом гранатовых амфиболитов верхней толщи, равный 415 ± 8 млн. лет [Пушкарев и др., 2007].

Обсуждение результатов. Гранатиты являются редкими породами и встречаются преимущественно в гранулитовых или эклогитовых комплексах [Белковский, 1986; Rivalenti et al, 1997 и др.]. Необычность химического состава пород заставляет исследователей предполагать более сложные механизмы их образования, чем простой изохимический метаморфизм высоких ступеней. Рассматриваются модели метасоматического взаимодействия метапелитов с основными или ультраосновными магматическими породами, реакции основных расплавов и анатектических кислых выплавов, возникающих при плавлении гранулитовых субстратов, процессы кислотного выщелачивания и т. д. Мы не располагаем надежной геологи-

ческой информацией о формах залегания гранатитов и их взаимоотношениях с окружающими метаморфическими и магматическими породами, поэтому не будем обсуждать генезис. Очевидным является лишь то, что гранатиты соответствуют условиям гранулитовой фации метаморфизма при $T=750-800$ °C и $P=6-8$ кбар в момент интеграции метаосадочных и магматических пород восточно-хабарнинского комплекса. Время проявления этого метаморфизма соответствует среднему силуру – началу раннего девона (423-415 млн. лет) и определяет верхний возрастной предел формирования офиолитовых аллохтонов в Сакмарской зоне Южного Урала.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 06-05-64795, интеграционного проекта УрО РАН-СО РАН 2007-2008 г, гранта Президента по поддержке научных школ НШ-4210-2006.5. Авторы благодарят сотрудников лаборатории изотопной геохронологии Кольского НЦ РАН (Апатиты) за проведенные Sm-Nd исследования гранатитов, руководителя и сотрудников центра коллективного пользования «Состав вещества» в ИВТЭ УрО РАН, предоставивших возможность изучить минералы методом комбинационного рассеяния света на приборе Renishaw-1000 и сотрудника ИФМ УрО РАН Ю.С. Поносова, который выполнил эти исследования.

Список литературы

Авченко О.В. Петрогенетическая информативность гранатов метаморфических пород. М.: Наука, 1982. 104 с.

Белковский А.И. Эволюция состава гранатов эклогит-сланцевых и эклогит-сланцемигматитовых комплексов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 226 с.

Бирюзова А.П. Первые данные по гео-

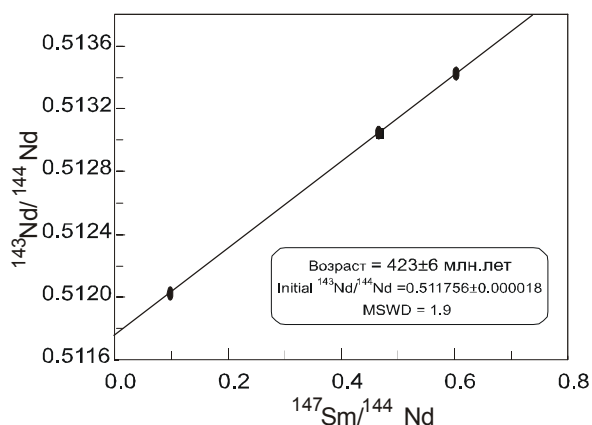


Рис. 8. Изохронная Sm-Nd диаграмма для гранатита ХБ-1996.

химии изотопов кислорода в метаморфических и магматических породах Хабарнинского мафит-ультрамафитового аллохтона на Южном Урале // Литосфера. 2006. № 3. С. 178-183.

Бирюзова А.П., Пушкарев Е.В. О химическом составе амфиболитов восточного обрамления Хабарнинского массива на Южном Урале // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 106-112.

Бирюзова А.П., Пушкарев Е.В. Метаморфические породы гранулитовой фации в составе Хабарнинского мафит-ультрамафитового аллохтона // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 133-142.

Варлаков А.С. Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука, 1978. 240 с.

Журавлев А.З., Журавлев Д.З., Костицин Ю.А. и др. Определение самарий-неодимового отношения для целей геохронологии // Геохимия. 1987. № 8. С. 1115-1129.

Ленных В.И., Панков Ю.Д., Петров В.И. Петрология и метаморфизм мигматитового комплекса // Петрология и железорудные месторождения тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 3-45.

Лепезин Г.Г., Королюк В.Н. Динамика роста зональных гранатов в дивариантных парагенезисах // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 116-126.

Петров Г.А., Фриберг П.М., Ларионов А.М. и др. Новые данные по геологии и метаморфизму салдинского комплекса (Средний Урал) // Геология и металлогения Урала. Екатеринбург: ДПР УрР, ОАО УГЭСЭ, 2000. С. 66-94.

Петрология гранулитов Алданского щита / Перчук Л.Л. Кицул В.И., Аранович Л.Я., Подлесский К.К. и др. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 82 с.

Петрология постгарцбургитовых интрузивов Кемпирсайско-Хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал) / Балыкин П.А., Конников Э.Г., Кривенко А.П. и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 160 с.

Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.

Пушкарев Е.В. Геологическое строение Хабарнинского мафит-ультрамафитового аллохтона по данным бурения и наземных исследований: взаимоотношения мантийных и коровых комплексов // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 129-139.

Пушкарев Е.В., Бирюзова А.П. Формирование амфиболит-гранулитовых ассоциаций в связи с внедрением мантийных магм: геолого-геохронологические доказательства, на примере Хабарнинского мафит-ультрамафитового аллохтона на Южном Урале // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск: ЦНТИ, 2007. С. 134-136.

Пушкарев Е.В., Серов П.А., Бирюзова А.П. Изотопные Sm-Nd данные о раннедевонском возрасте динамометаморфизма в основании офиолитовых аллохтонов в Сакмарской зоне Южного Урала // Докл. АН. 2007. Т. 413. № 2. С. 224-228.

Феритатер Г.Б. Эмпирический плагиооклаз-роговообманковый барометр // Геохимия. 1990. № 3. С. 328-335.

Херасков Н.П. Эбетинский шарьяж на Южном Урале // Геотектоника. 1971. № 4. С. 26-30.

Aranovich L.Ya., Podlesskii K.K. The cordierite-garnet-sillimanite-quartz equilibrium: experiments and applications // Kinetics and equilibrium in minerals reactions. Berlin: Springer-Verlag. 1983. P. 173-198.

Bhattacharya A., Mazumdar A.C., Sen S.K. Fe-Mg mixing cordierite: Constraints from natural data and implications for cordierite-garnet thermometry in granulites // American Mineralogist. 1988. V. 73. P. 338-344.

Perchuk L.L., Lavrent'eva I.V. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite // Kinetics and equilibrium in minerals reactions. Berlin: Springer-Verlag. 1983. P. 199-239.

Rivalenti G., Mazzucchelli M., Barbieri M.A. et al. Garnetite forming processes in the deep crust: the Val Fiorina case study (Ivrea-Verbanese zone, NW Alps) // Europe Journal of Mineralogy. 1997. V. 9. P. 1053-1071.