

Е.В. Пушкарёв, Т.Я. Гуляева

Высокобарические гранатовые гипербазиты Миндякского массива на Южном Урале

Классическими объектами развития гранатовых перидотитов считаются массивы Западной и Центральной Европы: Ронда, Чешский, Родопский, массивы зоны Ивреа в Альпах, а также Бени Бушера в Марокко и др. [6, 11]. Большинство исследователей на основании детального изучения состава пород и минералов приходят к выводу о высокобарической мантийной природе гранатовых перидотитов. Это предположение подтверждается и присутствием реликтов алмаза и апоалмазных графитовых псевдоморфоз [9], что позволяет наряду с мантийными ксенолитами в базальтах и кимберлитах использовать их для изучения нижних уровней земной коры и мантии и происходящих на этих глубинах петрологических процессов.

На Урале гранатовые перидотиты известны в Марункеуской структуре, где их образование связано с процессами прогрессивной эклогитизации плагиоклазовых перидотитов [10], и в уфалейском комплексе, где гранатовые пироксениты, по мнению А.И. Белковского, представляют собой тектонически выведенные на поверхность отторженцы пироксенитового слоя мантии [1]. Отдельные находки гранатовых пироксенитов известны в массиве Крака в Башкирии [7, 8]. В целом гранатовые гипербазиты не пользуются на Урале широким распространением, приурочены к эклогитовым комплексам

Таблица 1
Химический состав ксенолитов высокобарических пород из брекчий Миндякского массива, мас. %

Компонент	1*	2	3	4	5	6	7
	Мк71	Мк70	Мк141	Мк142	Мк67	Мк68	Мк69
SiO ₂	38.57	43.33	45.63	45.87	43.07	42.85	35.60
TiO ₂	0.32	0.27	0.17	0.25	0.26	0.17	1.81
Al ₂ O ₃	10.80	6.56	5.88	7.65	13.73	14.96	9.64
Cr ₂ O ₃	0.79	0.50	0.46	0.49	0.08	0.12	0.03
Fe ₂ O ₃	1.61	1.22	2.40	1.21	2.78	2.58	7.24
FeO	3.58	3.59	4.66	3.94	5.42	5.06	8.31
MnO	0.19	0.12	0.15	0.19	0.14	0.12	0.22
MgO	26.12	24.91	29.80	25.41	14.10	15.56	12.00
CaO	9.82	11.74	5.47	10.10	15.93	14.62	16.90
Na ₂ O	0.37	Не опр.	0.52	0.27	0.68	0.62	0.38
K ₂ O	Не обн.	0.06	0.07	Не обн.	0.16	0.13	0.21
P ₂ O ₅	0.01	0.04	0.01	0.01	0.03	0.05	0.65
п.п.п.	8.66	6.98	5.76	4.52	2.41	2.29	5.01
Сумма	100.84	99.32	100.98	99.91	98.79	99.13	98.00
f	0.11	0.09	0.14	0.13	0.24	0.21	0.41

*1, 2 — гранатовые вебстериты, 3 — оливин-шпинелевый вебстерит, 4 — вебстерит, 5, 6 — амфибол-гранатовые клинопироксениты, 7 — клинопироксен-амфибол-гранатовая порода. Анализы выполнены рентгенфлюоресцентным методом на СРМ-18 в Институте геологии и геохимии УрО РАН, аналитики В.П. Власов, Г.С. Неупокоева.

Таблица 2

Химический состав гранатов из высокобарических пород Миндякского массива, мас. %

Компонент	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Мк71		Мк70		Мк68		Мк67		Мк69	
SiO ₂	41.65	42.07	41.38	41.99	41.05	40.35	40.38	41.01	38.32	38.02
TiO ₂	0.14	0.10	0.02	0.04	0.04	0.10	Не обн.	Не обн.	0.13	0.13
Al ₂ O ₃	20.96	20.95	21.96	21.92	22.44	22.33	21.25	22.20	19.82	20.06
Cr ₂ O ₃	0.86	0.88	0.87	0.73	0.06	Не обн.	0.12	0.08	0.03	0.05
FeO	10.26	10.01	13.32	12.05	10.33	11.09	16.63	13.59	21.87	21.83
MnO	0.48	0.47	0.55	0.53	0.31	0.27	1.38	0.46	1.18	1.12
MgO	18.99	19.81	16.41	16.56	14.65	14.42	9.37	10.93	5.10	4.97
CaO	5.92	6.04	5.70	5.67	11.62	11.39	11.52	12.47	13.22	13.26
Na ₂ O	8.07	0.09	0.10	0.09	0.09	Не обн.	0.09	0.11	0.14	0.13
Сумма	99.33	100.42	100.31	99.58	100.59	99.95	100.74	100.85	99.81	99.36
Содержание конечных членов группы граната, мол. %										
Альманд.	16	13	24	24	15	16	31	26	40	40
Спессарт.	1	1	1	1	1	1	3	1	3	3
Пироп	68	71	60	60	54	53	35	40	20	20
Гроссуляр	5	2	8	13	21	20	25	30	25	25
Андрадит	8	11	4	-	9	1	5	3	13	13
Уваровит	3	3	3	2	-	-	-	-	-	-

*1—4 — гранатовые вебстериты, 5—8 — гранатовые клинопироксениты, 9, 10 — гранат-клинопироксен-амфиболовая порода. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе JXA-5 в Институте геологии и геохимии УрО РАН, аналитик Т.Я. Гуляева. Все железо — в виде FeO. Расчет кристаллохимических формул и содержания конечных членов группы граната выполнен с помощью компьютерной программы «TRF».

Таблица 3

Химический состав пироксенов и амфиболов из высокобарических пород Миндякского массива, мас. %

Компонент	Мк7*		Мк67		Мк68		Мк69	
	КП	ОП	КП	АМ	КП	АМ	КП	АМ
SiO ₂	51.02	54.58	49.91	43.04	50.54	45.20	51.49	38.37
TiO ₂	0.33	0.14	0.25	0.19	0.12	0.25	0.39	0.27
Al ₂ O ₃	3.46	4.03	6.53	17.31	6.15	14.40	4.67	18.54
Cr ₂ O ₃	0.39	0.27	0.13	0.10	1.20	0.50	0.06	0.05
FeO	2.86	8.23	3.70	7.11	2.31	5.29	8.63	16.20
MnO	0.10	0.06	0.08	0.03	0.08	0.08	0.19	0.29
MgO	16.81	32.57	14.52	15.31	14.44	16.93	12.25	8.83
CaO	25.43	0.97	24.81	12.85	25.42	13.75	22.49	12.47
Na ₂ O	0.40	Не обн.	0.25	2.47	0.60	2.13	0.63	2.79
K ₂ O	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.22	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.70
Сумма	100.80	100.85	100.18	98.63	100.86	98.53	100.80	98.51
f	0.09	0.12	0.13	0.21	0.08	0.15	0.27	0.51

*Мк71 — гранатовый вебстерит, Мк67 — 68 — амфибол-гранатовые клинопироксениты, Мк69 — гранат-пироксен-амфиболовая порода. КП-клинопироксен, ОП-ортопироксен, АМ-амфибол. Все железо в виде FeO. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе JXA-5, аналитик Т.Я. Гуляева.

в зоне Главного уральского надвига и могут рассматриваться как достаточно экзотические породы, несмотря на находки редких акцессорных гранатов повышенной магнетиальности в некоторых альпинотипных массивах [4]. В связи с этим любые новые данные о геологии и составе гранатовых гипербазитов представляют несомненный интерес.

Нами были изучены гранатовые и шпинелевые гипербазиты и метабазиты, образующие включения в брекчиях в северной части Миндякского офиолитового массива в Башкирии. Миндякский массив расположен на левобережье р. Миндяк и имеет размеры (3—4)х20 км. В геологическом отношении он приурочен к шовной зоне Главного уральского надвига и рассматривается как один из элементов макромеланжа [3]. Миндякский массив относится к сравнительно малораспространенному на Урале лерцолитовому типу офиолитовых комплексов и по строению и составу пород аналогичен Нуралинскому массиву, расположенному несколько севернее в этой же зоне. В 1984 Е.А. Денисова упоминает о находке гранатовых вебстеритов в зоне тектонического контакта плагиоклазовых лерцолитов и пород полосчатого дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса в 1—1.5 км к юго-западу от д. Рафиково [3]. К сожалению, в ее сообщении не было указано точного местоположения этой находки, не описаны геология и состав пород и минералов. Следует отметить, что гипербазиты с гранатом в этом районе отмечались и более ранними исследователями, например, Н.Н. Дингельштедом (1932 г.) и др.

Изученные нами гранатовые и шпинелевые гипербазиты и метабазиты представляют собой обломки в брекчиях, образующих овальное тело с видимыми размерами 500х300 м и залегающих на восточном склоне горы Атутэ в 1.5 км к северо-западу от северной окраины пос. Миндяк. С запада по зоне тектонического нарушения брекчии граничат с плагиоклазовыми лерцолитами, а с востока плохая обнаженность не позволяет уверенно говорить о вмещающих породах и характере контакта. В редких скальных обнажениях к востоку от брекчий картируются тела габбро-диабазов. В брекчиях резко преобладает обломочный материал (60—80%). Размер обломков варьирует от первых миллиметров до десятков сантиметров, но преобладающим размером является 1—5 см. Форма обломков, как правило, остроугольная, либо со слабо закругленными ребрами. Большая часть обломков, как и цемент брекчий, полностью родингитизированы и замещены хлоритом, серпентином, везувианом, клиноцоизитом, вторичными диопсидом, гранатом андрадит-гроссулярового ряда и другими минералами. В зависимости от соотношения этих минералов выделяются практически мономинеральные хлоритовые, серпентинитовые обломки либо полиминеральные хлорит-везувиан гранатовые, хлорит-клиноцоизит-диопсидовые и др. В редких крупных обломках, размер которых превышает 10 см, сохраняются первичные минералы и, чем крупнее куски, тем в меньшей степени они родингитизированы. Именно из таких обломков нами была собрана коллекция гранатовых, шпинелевых и оливин-шпинелевых вебстеритов, амфибол-гранатовых клинопироксенитов и гранат-пироксен-амфиболовых пород с титаномagnetитом и ильменитом, пироксен-амфиболовых габбро. Таким образом, отчетливо просматривается полимиктовый характер описанных брекчий. Приведем краткую характеристику наиболее интересных образцов гранатовых гипербазитов и базитов.

Все гранатосодержащие породы, как правило, средние, крупнозернистые, обладают массивной, неравномерно полосчатой текстурой, вызванной неодинаковыми количественными соотношениями граната и других минералов. По химическому составу эти породы очень близки жильным гранатовым ультрамафитам и мафитам массивов Ронда, Бени Бушера и др. (табл. 1) [4, 6, 11]. Гранатовые вебстериты содержат до 10% светло-сиреневого граната размером до 2 мм, который иногда срастается с пироксенами либо содержит их включения. Доля пиропового компонента в гранате превышает 60%, и, по видимому, они являются наиболее магнетиальными из известных на Урале [1, 10]. Состав граната аналогичен пиропам из перидотитовых включений в кимберлитах и щелочных базальтов, а также из ультрамафитов массивов «корневых зон», отличаясь от последних более низкими содержаниями хрома (табл. 2). Клинопироксен и ортопироксен из гранатовых вебстеритов характеризуются низкой железистостью ($f = 0.09—0.13$), умеренно глиноземистым составом (3—4% Al_2O_3) в центральных частях зерен и низкоглиноземистым — в краевых (табл. 3). Центральные зоны пироксенов содержат тонкие пластинчатые вросстки, связанные с распадом твердого раствора.

В гранатовых пироксенитах гранат образует крупные кристаллы (до 10 мм) светло-розового и красного цвета, а его количество достигает 20—35%. Доля пиропового компонента в гранатах снижается по сравнению с вебстеритами до 35—55%. Была отмечена прогрессивная зональность, с увеличением на 1.5% концентрации MgO от центра к краю. Клинопироксены светло-зеленовато-серого цвета обладают более высокими содержаниями глинозема > 6% по сравнению с вебстеритовыми. Кроме этого был встречен изумрудно-зеленый клинопироксен, обладающий очень низкой железистостью $f=0.08$, высоким содержанием окиси хрома (1.2%) и натрия (0.6%). Для пироксенитов отмечаются реакционные амфибол-шпинелевые каймы на контакте граната и клинопироксена. Минералы несут признаки твердо-пластичных деформаций: трансляционные двойники, полосы излома и др. Отметим, что безгранатовые, шпинелевые разности вебстеритов и пироксенитов характеризуются еще более сильными деформациями вплоть до высокотемпературной перекристаллизации с образованием мелких недеформированных необластов пироксенов, окружающих крупные зерна. В сравнении с гранатовыми перидотитами Марункеу (Полярный Урал) породы Миндякского массива обладают меньшей железистостью и, при близких содержаниях магния в породах — значительно более высокой магнезиальностью гранатов.

Еще один тип гранатосодержащих пород представлен высокотитанистыми и железистыми гранат-пироксен-амфиболовыми породами (табл. 1) с пятнистой и полосчатой текстурой, обусловленной неравномерным распределением минералов. В среднем количественные соотношения граната, клинопироксена и амфибола близки. Гранат ярко-красного, буровато-красного цвета образует зерна, размером 1—3 мм. Это наиболее кальциевый гранат, содержание Са-компонента в котором достигает 40%, а доля пироба уменьшается до 20%. Клинопироксен имеет железистость около 0.3 и относится к глиноземистому диопсиду. Высокоглиноземистый амфибол обладает высокой железистостью 0.4—0.5 и принадлежит ряду гастингсит-чермакит. Порода богата акцессорным апатитом (до 1%), сфеном, ильменитом.

Согласно экспериментальным данным по плавлению глиноземистого вебстерита кристаллизация двупироксеновой ассоциации происходит в интервале давлений 15—30 кбар, а свыше 40 кбар образуется клинопироксен-гранатовый парагенезис [2]. Давления, рассчитанные для гранат-пироксенового равновесия в вебстеритах Миндякского массива по разным термобарометрам, составляют в среднем 20 кбар при температуре 1000°C, что согласуется с оценками давлений для гранатовых ультрамафитов из массива Ронда (Испания) [11].

Другим важным геологическим вопросом, требующим изучения и подробного обсуждения, является природа самих брекчий Миндякского массива с ксенолитами гранатовых гипербазитов, которые рассматривались Е.А. Денисовой как тектонические [3]. Этому предположению противоречат преобладающая остроугольная форма обломков и резкая разница в степени деформированности пород ксенолитов, от сильной в гранатовых и шпинелевых гипербазитах до ее отсутствия в гранатовых мафитах, серпентинитовых, хлоритовых, габбровых и других ксенолитах и в цементе брекчий, поэтому пока преждевременно исключать предположение об эксплозивной природе этих пород.

Наличие гранатовых ультрамафитов и мафитов в Миндякском лерцолитовом массиве важный аргумент для его сопоставления с лерцолитовыми массивами «корневых зон» (массивы зоны Ивреа в Альпах, Ронда, Бени Бушера и др). Авторы выражают искреннюю признательность Л.А. Карстен за заинтересованное обсуждение материалов статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (код проекта 95-05-14280).

Список литературы

1. Белковский А.И. Симплектит-эклогиты Среднего Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1989.
2. Геншафт Ю.С., Молчанов В.А., Кутюлин В.А. Устойчивость вебстерита в верхней мантии // Докл. АН СССР. 1973. Т. 210, № 2. С. 435—437.

3. Денисова Е.А. Внутренняя структура Миндякского ультраосновного массива (Южный Урал) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274, № 2. С. 382—387.
4. Добрецов Н.Л., Ащепков И.В., Карманов Н.С. Особенности минералогии и генезиса пироповых перидотитов и эклогитов в породах кристаллических массивов Центральной и Юго-Западной Европы // Петрология и минералогия базитов Сибири. М., 1984. С. 50—70.
5. Каминский Ф.В., Лаврова Л.Д., Шепелева К.А. О гранатах в альпинотипных ультрабазитах Урала // Докл. АН СССР. 1978. Т. 241, № 5. С. 1179—1181.
6. Магматические горные породы. Ультраосновные породы. М.: Наука. 1988.
7. Москалева С.В., Орлова М.Т. О генезисе гранатовых пироксенитов массива Крака на Южном Урале // Геология и полезные ископаемые Урала. Л., 1960. С. 143—147.
8. Пучков В.Н., Иванов К.С. Гранатовые пироксениты массива Крака // Метаморфические комплексы Урала. Свердловск, 1982. С. 27—29.
9. Слодкевич В.В. Параморфозы графита по алмазу // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1982. Ч. 111, вып. 1. С. 13—33.
10. Удовкина Н.Г. Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985.
11. Obata M. The Ronda peridotite: Garnet-, spinel- and plagioclase-lherzolite facies and the P—T trajectories of a high-temperature mantle intrusion // J. Petrology. 1980. Vol. 21, pt 3. P. 533—572.