

ГАББРОИДЫ И ГОРНБЛЕНДИТЫ ИЛЬМЕНСКИХ ГОР НА УРАЛЕ С ВЫСОКИМИ СОДЕРЖАНИЯМИ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

В.Г. Кориневский, Е.В. Кориневский

Институт минералогии УрО РАН, 456317, Миасс, Челябинская обл., Россия

Ильменский государственный заповедник, 456317, Миасс, Челябинская обл., Россия

В кварцитосланцевых толщах ильменогорского метаморфического комплекса Южного Урала выявлены хаотически размещенные изолированные мелкие тела метагипербазитов, представляющие собой метаморфизованные бескорневые блоки и глыбы серпентинитового меланжа, входящие в состав так называемой уразбаевской олистостромы. В свою очередь, иногда они содержат глыбы-включения массивных (без кристаллизационной сланцеватости с габбровой, офитовой и кумулятивной структурами) анортитовых габброидов, различающихся по минеральному составу. Породы обладают аномально высокими содержаниями Al_2O_3 , CaO, MgO, редких земель и низкими количествами SiO_2 , слабым проявлением вторичных изменений. Более редки в метагипербазитах включения горнблендитов нередко с анортитом, шпинелью, апатитом, энстатитом, диопсидом, рутилом.

Отдельные тела габброидов и горнблендитов содержат аномально высокие содержания РЗЭ, среди которых отмечено резкое преобладание легких РЗЭ (81–93 % от суммы РЗЭ). Наибольшие концентрации РЗЭ зафиксированы в цоизитовых амфиболитах (170–850 г/т) и апатит-гранатсодержащих горнблендитах (до 450 г/т). Сделан вывод о глубинном происхождении пород, выведенных на поверхность из основания земной коры Урала протрузиями серпентинитового меланжа.

Цоизитовые габбро, анортитовые амфиболовые габброиды, горнблендиты, метагипербазиты, редкоземельные элементы, ильменогорский комплекс, Урал.

HIGH-REE GABBROIDS AND HORNBLENDITES OF THE ILMENY MOUNTAINS (*Urals*)

V.G. Korinevskii and E.V. Korinevskii

Chaotically localized isolated small bodies of metaultrabasic rocks have been found in the quartzite-schist strata of the Ilmeny metamorphic complex in the South Urals. These are metamorphosed rootless blocks and lumps of serpentinite melange within the so-called Urazbaevo olistostrome. Sometimes they contain lumpy inclusions of massive anorthite gabbroids with gabbro, ophitic, and cumulative textures, free of crystallization schistosity, and of different mineral compositions. The rocks have abnormally high contents of Al_2O_3 , CaO, MgO, and REE and low contents of SiO_2 and are characterized by weak secondary alteration. Seldom, inclusions of hornblendites, along with anorthite, spinel, apatite, enstatite, diopside, and rutile, are present.

Some gabbroid and hornblendite bodies have abnormally high contents of REE, with a strong predominance of LREE (81–93% of the total REE). The maximum contents of REE have been established in zoisite amphibolites (170–850 ppm) and apatite–garnet-containing hornblendites (up to 450 ppm). The conclusion has been drawn that the rocks formed in the basement of the Earth's crust and got with protrusions of serpentinite melange to the surface.

Zoisite gabbro, anorthite–amphibole gabbroids, hornblendites, metaultrabasic rocks, REE, Ilmeny complex, Urals

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время в ильменогорском метаморфическом комплексе Южного Урала были выявлены небольшие по размерам бескорневые тела мафитов и ультрамафитов, хаотически размещенные в кварцитосланцевых толщах обрамления комплекса [Кориневский, Кориневский, 2006]. Совместно с вмещающими породами они отнесены к древней (позднепалеозойской) уразбаевской олистостроме [Кориневский, 2013].

В предыдущих работах [Кориневский, Кориневский, 2004, 2006] мы впервые охарактеризовали геологическое положение тел габброидов и горнблендитов, привели сведения об их минеральном и петрографическом составе, показали чужеродную природу этих образований по отношению к вмещающим породам. Было выяснено [Кориневский, Баженова, 2004], что преобладающее число габброидов из олистолитов содержит повышенные количества редкоземельных элементов (РЗЭ), не опускающихся ниже 50 г/т, в противовес значительно более низким содержаниям РЗЭ в других основных и ультраосновных

породах Урала [Соболев, 1965; Ферштатер, Беа, 1996; Леснов, 2007; Беликова, Салихов, 2007; Ферштатер, 2013]. Среди них обнаружены разновидности с очень высокими содержаниями РЗЭ (до 850 г/т). В доступной нам литературе мы не нашли упоминаний о находке подобных пород на Урале. Тем не менее известно [Neumann et al., 2000], что некоторые ксенолиты пироксен-амфиболовых габброидов и горнблендитов в щелочных базальтах Канарских островов (о. Ла Пальма) также содержат очень много РЗЭ. Их суммарное количество в габброидах колеблется от 25 до 935 г/т [Neumann et al., 2000, табл. 4], а в горнблендитах — в пределах 189—192 г/т. Важно отметить, что в этих разновидностях пород пироксены, амфиболы и биотиты являются минералами первично-магматическими.

В предлагаемой статье существенно расширен перечень разновидностей габброидов, в которых современным методом ICP-MS определены содержания рассеянных элементов, в том числе и семейства РЗЭ. Впервые охарактеризованы несколько разновидностей горнблендитов, приведено сравнение их с аналогичными породами других районов Урала [Соболев, 1965; Ферштатер, Беа, 1996; Готтман, Пушкарев, 2009; Готтман, 2014]. Получены первые сведения о распределении рассеянных элементов в породообразующих минералах габброидов. После наших публикаций подобные исследования в Ильменских горах были проведены и другими авторами [Русин и др., 2006, 2010, 2012]. Эти данные проясняют вопросы генезиса и формационной принадлежности этих специфических мафитов и ультрамафитов ильменогорского комплекса, а также позволяют говорить об обнаружении нового типа коренных источников РЗЭ, которые в будущем могут представить практический интерес.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Выяснение геологического положения тел мафитов и ультрамафитов производилось нами путем детального геологического картирования с применением теодолитной привязки обнажений. В отдельных случаях были пройдены канавы и шурфы. Отбор минералов производился вручную из самых мелких фракций протолок на наименее измененных породах под биолупой, чистота проб проверялась в иммерсионных жидкостях.

Химический состав пород определялся классическими методами «мокрой химии» с привлечением атомно-абсорбционного анализа, метода пламенной фотометрии в лаборатории Института минералогии УрО РАН. Первые определения содержаний РЗЭ были осуществлены Л.Ф. Баженовой методом бумажной хроматографии [Кориневский, Баженова, 2004, 2008]. Их достоверность впоследствии была подтверждена современным методом ICP-MS вначале на нескольких пробах Ю.Л. Ронкиным в Институте геологии и геохимии УрО РАН, а в последнее время этим же методом — К.А. Филипповой и М.С. Свиренко в Институте минералогии УрО РАН. Этими независимыми аналитиками установлены повышенные, иногда весьма существенные, содержания РЗЭ в отдельных разновидностях габброидов. Приводимые ниже данные основываются преимущественно на результатах ICP-MS-анализа в ИМин УрО РАН, частично — на данных А.И. Русина с коллегами [2012].

Состав минералов определялся В.А. Котляровым на растровом электронном микроскопе РЭММА-202М с энергодисперсионной приставкой LZ-5 Link Systems с Si-Li-детектором при ускоряющем напряжении 20—30 кВ, диаметре пучка 1—2 мкм. Коррекция данных производилась с помощью программы Magallanes и ZAF. В качестве стандартов применялись эталоны с шашки MINM 25—53 и природные минералы.

Кислотное вскрытие проб горных пород и минералов выполнялось в микроволновой системе разложения SpeedWave (Berghoff, Германия) в автоклавах из фторопласта при двуступенчатом нагреве до температур 180 °С в течение 40 мин смесью кислот HF, HCl и HNO₃. Для метрологического контроля качества анализа использовался международный стандарт базальта BCR-2. Калибровку прибора выполняли с помощью стандартных мультиэлементных растворов фирмы Agilent для всей шкалы масс анализируемых элементов. Анализ подготовленных растворов выполнен методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе Agilent 7700x (Япония).

Буквенные обозначения минералов на фотографиях и таблицах даны по рекомендациям [Whitney, Evans, 2010].

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Бескорневые разобщенные мелкие тела мафитов и ультрамафитов наиболее распространены в метаосадочной кыштымской толще, входящей в состав сайтовской серии в кварцитосланцевом восточном обрамлении ильменогорского магматометаморфического комплекса преимущественно в Ильменском заповеднике [Кориневский, 2013]. Ее слагают графитистые и слюдистые кварциты, местами включающие прослой и пачки амфиболитов, кристаллосланцев, мелкозернистых биотитовых плаггиогнейсов.

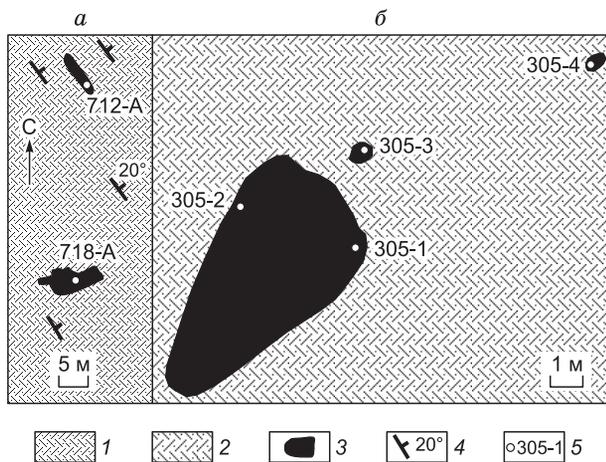


Рис. 1. Размещение кластолитов габброидов в блоках метагипербазитов на Уразбаевском участке.

1 — крупносферолитовые антофиллитовые метагипербазиты, 2 — мелкосферолитовые антофиллитовые метагипербазиты, 3 — тела габброидов, 4 — элементы залегания кливажных плоскостей в метагипербазитах, 5 — места отбора проб и их номера. Пр. 712-А, пр. 718-А — крупнозернистое шпинель-цоизитовое анортитовое габбро с ильменитом, титанитом, кальцитом, редкими зернами граната; пр. 305-1, -2 — амфиболовые габброиды с отдельными зернами цоизита, апатита, шпинели и ильменита; пр. 305-3 — гранатовое ильменит-шпинелевое цоизитовое анортитовое габбро; пр. 305-4 — пироксен-цоизитовое анортитовое габбро с мелкой вкрапленностью титанита и циркона. *а*, *б* — пояснения см. в тексте.

Ультрамафиты (метагипербазиты) представлены разрозненными глыбообразными, нередко скалистыми, выходами оливин-энстатитовых, оливин-энстатит-антофиллитовых, антофиллит-тремолитовых и антофиллит-талк-хлоритовых пород, иногда с вермикулитовыми оторочками и скоплениями антофиллит-асбеста. Подавляющее большинство выходов гипербазитовых тел имеют в плане изометричные, угловатые очертания. Тела метагипербазитов выклиниваются на глубине, сопоставимой с их поперечником в плане, т.е. в нескольких метрах либо их десятках [Месторождения..., 1976].

Тела метагипербазитов обращают на себя внимание и своим хаотическим расположением в поле развития кварцитосланцевых толщ. Они часто образуют рои-скопления пространственно никак не связанных между собой тел. При расчистках контактов гипербазитов и вмещающих толщ видно, что слоистая структура кварцитов согласно облекает границы гипербазитового тела. При этом не замечено следов контактового воздействия на кварциты, а также признаков тектонических границ. Нет никаких оснований считать эти тела линзовидными согласными прослоями во вмещающих метаосадках. Подтверждением нашей точки зрения являются данные изотопной U/Pb датировки (543—662 млн лет) по цирконам из глыб гранат-анортитовых габброидов [Русин и др., 2012], залегающих среди кварцитосланцевых пород в кровле массива гранитов у восточного побережья оз. Бол. Миассово. По нашим данным [Кориневский, Кориневский, 2014], возраст этих апоосадочных пород позднепалеозойский-раннемезозойский (252 ± 8 млн лет). Налицо резкое несовпадение возраста малых тел габброидов и вмещающих их метаосадков.

С выходами метагипербазитов пространственно тесно связаны тела габброидов и горнблендитов. Большая их часть располагается в окружении метагипербазитов, и лишь небольшое число — среди кварцитов, но, опять же, в местах повышенной концентрации гипербазитовых тел. В отдельных блоках метагипербазитов тела габброидов различаются не только размерами, но и ориентировкой. Во многих случаях они вытягиваются параллельно простиранию кливажных плоскостей в метагипербазитах, но неподалеку можно наблюдать и поперечные к ним залегания тел габброидов (рис. 1, *а*). Примечательно, что минеральный состав расположенных рядом кластолитов габброидов в одном блоке метагипербазитов может существенно различаться (см. рис. 1, *б*). Во всех случаях границы габброидов с вмещающими их метагипербазитами резкие.

Таким образом, наибольшее число выходов габброидов в изученных участках представляют собой глыбы-включения в метагипербазитах. Вместе с тем отдельные тела габброидов, равно как и гипербазитов, заключены непосредственно в пачках графитистых кварцитов или в биотитовых гнейсах. Их границы с вмещающими метаосадками также резкие. Внутреннее строение тел габброидов характеризуется относительной однородностью.

Показательно большое разнообразие минерального и химического состава габброидов из глыб. Среди них можно выделить [Кориневский, Кориневский, 2004] корундсодержащие, цоизитовые, диопсидовые, скаполитовые, шпинелевые, гранатовые и др. разновидности, в которых присутствует широкий спектр высокоглиноземистых кальциевых амфиболов. Габброиды отличаются аномально высокими содержаниями Al_2O_3 , CaO, MgO, редких земель и низкими количествами SiO_2 (табл. 1). Во многих из них обнаружены мельчайшие грануломорфные, почковидные однородные зерна циркона.

Наиболее значительные количества редкоземельных элементов зафиксированы в цоизитовых разновидностях мафитов [Кориневский, Баженова, 2004].

В количественном отношении горнблендиты резко уступают амфиболитам. Генетическое родство габброидов и горнблендитов подтверждается примерами их переслаивания (обнажения у Осинового мы-

Таблица 1. Оксиды (мас. %) и редкие элементы (г/т) в габброидах ильменогорского комплекса с высокими содержаниями РЗЭ

Компонент	84-А*	84-1*	84-2*	295-2*	712-А*	718-А*	4-98**	14-98**	173-5*	305-3*	173-1*	269-3*	173-13-1*	271-6*	Сд-13
SiO ₂	39.68	39.19	39.56	38.1	33.31	35.11	31.24	32.5	39.12	34.96	34.50	36.74	37.47	41.64	46.75
TiO ₂	1.38	2.06	1.93	3.72	2.54	1.2	1.98	0.78	1.12	1.38	2.24	1.14	1.34	1.9	0.25
Al ₂ O ₃	28.68	27.73	26.28	19.31	27.24	28.15	23.40	24.28	24.09	24.52	23.23	27.44	26.91	19.03	16.88
Fe ₂ O ₃	2.70	1.81	6.45	2.68	4.5	3.83	5.73	4.8	3.45	6.1	6.63	3.01	5.77	5.1	3.14
FeO	4.82	5.37	4.31	7.87	5.82	6.82	15.08	8.5	5.26	6.75	8.08	5.67	3.16	3.41	3.4
MnO	0.51	0.37	0.31	0.3	0.29	0.18	0.53	0.29	0.24	0.33	0.38	0.14	0.21	0.19	0.11
MgO	5.35	6.43	5.23	8.99	4.31	5.75	9.89	10.26	5.25	7.63	10	9.30	4.02	4.85	11.7
CaO	14.33	13.39	13.13	14.56	17.84	13.99	7.8	10.7	18.53	14.65	11.9	12.6	19.46	21.1	15.3
Na ₂ O	1.04	1.3	1.61	1.25	0.4	1.45	0.9	1.04	0.78	0.62	1.04	1.2	0.16	0.44	0.88
K ₂ O	0.14	0.3	0.21	0.68	0.1	0.5	0.28	0.22	0.82	0.3	0.74	0.32	0.07	0.26	0.13
П.п.п.	0.7	1.32	1.26	0.92	2.37	1.89	1.84	2.4	1.13	1.91	0.34	1.11	0.35	1.69	0.78
P ₂ O ₅	0.06	0.1	0.25	0.91	0.56	0.38	0.68	0.22	0.3	0.1	0.18	0.34	0.42	0.32	0.05
Сумма	99.39	99.37	100.53	99.29	99.28	99.25	99.35	95.99	100.09	99.25	99.26	99.31	99.34	99.93	99.37
<i>f</i>	0.51	0.46	0.6	0.47	0.64	0.57	0.61	0.49	0.55	0.55	0.52	0.41	0.62	0.56	0.29
Sc	41.0	43.6	41.9	27.6	22.9	33.6	75.2	39.5	35.2	28.6	38.9	28.7	40.9	40.9	43.2
Y	196	257.5	238	44.6	34.6	52.8	93.6	32.8	55.1	46.1	88.3	74.5	69.6	24.6	5.8
V	105	96.2	114	263	288	253	662.7	377.6	267.5	375	231.6	234.4	423.7	235	160
Cr	25.9	16.3	20.1	146	8.5	20.8	406.8	341.5	187.5	103	84.5	82.1	101.2	307.8	111
Co	8.9	10.1	8.4	36	32.5	34	60.5	50.1	44.6	33.3	48.6	35.2	29.6	34.3	38.5
Ni	24.4	44	30	11	11.4	16.2	417.1	208.9	95.6	53.2	56.5	62.1	67.6	118.5	118
Sr	1681	2051.5	2180	451	2219	1608	180.5	841.4	1181.1	1657.0	1050.7	1300.6	1909.7	586.9	123
Zr	141	104.3	92.2	26.4	57.6	92.7	146.2	172.7	109.4	94.4	144.5	87.7	74.8	46.3	99.7
Nb	22.9	32.3	20.5	199	65.8	15.9	11.2	3.3	16.8	14.1	15.5	23.2	12	46	<0.006
Ba	21.4	111.7	26.5	145	21	1329	412.6	710.6	176.7	50.8	85.2	87.3	28.7	55.8	19.8
Th	29.0	38.8	34.4	23.2	8	7.3	2.1	4.1	4.9	12.4	6.3	12.6	7.7	9.2	0.45
U	7.92	10.0	11.9	5.9	2.3	3.3	2.6	1.5	1.6	1.9	0.9	1.5	1.9	3.9	<0.006
ΣREE	601	767.2	854.6	489.7	306.7	203.8	457.7	167	187.4	201.89	243.6	337.6	195.5	187.9	7.64
Ni/Co	2.74	4.46	3.57	3.25	0.35	0.48	6.89	4.17	2.14	1.6	1.16	1.76	2.28	3.45	3.06

Примечание. Пробы* отобраны В.Г. Кориневским на Уразбаевском и Савелькульском участках Ильменских гор из кластолитов в метагипербазитах. Анализы проб** заимствованы из работы [Русин и др., 2012]. Участок севернее дер. Уразбаево: 84-А* — мелкосреднезернистое паргасит-чермакитовое гранат-цоизитовое анортитовое габбро с зернами плеонаста, корунда, пластинками хлорита, 55°11'07.48" N, 60°19'21.73" E; 84-2* — чермакитовое цоизитовое анортитовое габбро с апатитом, плеонастом, ильменитом, хлоритом, 55°11'07.50" N, 60°19'21.80" E; 295-2* — паргаситовое апатит-гранат-диопсидовое цоизитовое анортитовое габбро, 55°11'40.24" N, 60°19'24.92" E; 718-А* — чермакитовое крупнозернистое ильменит-гранатовое цоизитовое анортитовое габбро с корундом, хлоритом, кальцитом и шпинелью, амфиболит, 55°11'10.32" N, 60°19'30.36" E; 712-А — крупнозернистое саданагаитовое гранат-цоизитовое с корундом и шпинелью анортитовое габбро. В 34 метрах севернее пр. 718-А: 305-3* — чермакитовое гранат-диопсид-цоизитовое анортитовое габбро, 55°11'42.07" N, 60°19'12.61" E; 4-98** — чермакитовое гранат-цоизитовое анортитовое габбро с Уразбаевского участка из того же обнажения, что и пр. 718-А*; 14-98** — чермакитовое гранат-цоизитовое анортитовое габбро с Уразбаевского участка. Савелькульский участок: 173-5* — калий-паргаситовое безгранатовое клиноцоизитовое анортитовое габбро, 55°07'40.26" N, 60°17'44.16" E; 173-1 — паргаситовое гранат-диопсидовое анортитовое габбро с корундом, шпинелью и ильменитом, 55°07'42.63" N, 60°17'43.70" E; 269-3 — паргаситовое анортитовое габбро с апатитом, шпинелью и ильменитом, 55°07'37.5" N, 60°17'44.16" E; 173-13-1 — паргаситовое гранат-диопсид-клиноцоизитовое анортитовое габбро со шпинелью и ильменитом, 55°07'36.12" N, 60°17'42.43" E; 271-6 — гастингитовое эпидот-геденбергитовое анортитовое габбро, 55°08'06.6" N, 60°18'48.7" E; Сд-13 — диопсид-амфиболовое анортитовое габбро, западное побережье оз. Садок, 55°32'37.9" N, 60°23'02.7" E. Силикатные анализы выполнены методами «мокрой химии» аналитиками М.Н. Малярёнок, Т.В. Семёновой, М.С. Свиренко, Ю.Ф. Мельниковой, а определения редких элементов методом ICP-MS — К.А. Филипповой и М.С. Свиренко в ИМин УрО РАН, анализы 84-1* и 173-5* — Ю.Л. Ронкиным в ИГТ УрО РАН. *f* — железистость породы, ат. % (Fe/(Fe + Mg)).

са на оз. Бол. Ишкуль). Во всех случаях наблюдается несомненная связь выходов горнблендитов с разоб- щенными телами метагипербазитов, залегающих среди кварцитосланцевой толщи. Данные анализов не- скольких проб горнблендитов методом ICP-MS также показали аномальную обогащенность их РЗЭ.

По нашим представлениям [Кориневский, Кориневский, 2004, 2006, 2014], рассматриваемые ма- фиты являются включениями магматических пород (габбро, горнблендитов) в серпентинитовом мелан- же, слагающем протрузивные тела, выжатые вдоль плоскостей разломов в раннепалеозойских кристал- лосланцевых толщах ильменогорского комплекса. Блоки пород меланжа в позднепалеозойское время в результате надвиговых дислокаций, вероятно, сопряженных с процессами орогенеза, попали в бассей- ны, где шло накопление песчано-сланцевых толщ, образовав на отдельных участках хаотические ско- пления чужеродных по отношению к вмещающим осадкам обломков более древних пород (уразбаев- ская олистострома [Кориневский, 2013]). Совместно с окружающими породами впоследствии они были затронуты метаморфическими изменениями эпидот-амфиболитовой фации. В нашей статье рассматри- ваются наименее измененные разновидности пород.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ГАББРОИДОВ

Основной объем пород (> 50 %), относимых к мафитам, слагают амфиболы. Подчиненную роль играют плагиоклаз, диопсид, гранат, цоизит, клиноцоизит, хлорит, шпинель, ильменит, титанит, ко- рунд, апатит, биотит, циркон, скаполит и другие минералы. Сохранность первичных магматических структур (габбровой, офитовой); присутствие кристаллизационной полосчатости; признаки синхронной кристаллизации большинства минералов; наличие кристаллических и газовой-жидких включений в пла- гиоклазе, цоизите, гранате; незначительное проявление вторичных изменений и замещений одних ми- нералов другими — все это позволяют считать большинство мафитовых включений из кластолитов метаморфизованными в разной степени пироксен-амфиболовыми и амфиболовыми анортитовыми габ- бро. Ввиду наличия в этих породах в переменных, иногда — в существенных, количествах разного на- бора первичных минералов [Кориневский, Кориневский, 2004], в дальнейшем мы применяем к ним обобщающий термин «габброиды». Набор минералов в этих породах аналогичен апогаббровым амфи- болитам из обрамления Кемпирсайского гипербазитового массива Южного Урала [Ефимов, 1984] и из западной габбро-амфиболитовой зоны Войкаро-Сынынского массива Полярного Урала [Добрецов и др., 1977; Ефимов, Рябкова, 1979]. Для последнего участка очень характерным является присутствие в больших количествах цоизит-анортитовых габбро.

Петрографический состав глыб габброидов в различных участках распространения линз серпен- тинитового меланжа среди кварцитосланцевых толщ существенно различается. Это хорошо видно при сравнении пород в пластине меланжа на восточном побережье оз. Бол. Ишкуль, на северном склоне горы Савелькуль, в окрестностях дер. Уразбаево [Кориневский, Кориневский, 2004, 2006] и на западном побережье оз. Садок. В последнем участке резко преобладают диопсид-амфиболовые анортитовые габ- бро, нередко гранатовые клинопироксениты, иногда — оливиновые ортопироксениты и сапфирин-шпи- нелевые горнблендиты, но редкоземельных разновидностей среди них не выявлено [Кориневский, Ко- риневский, 2014]. Это свидетельства разнородности состава глубинных пород земной коры Урала, вовлеченных в процесс формирования серпентинитовых протрузий. Видимо, в этом и заключается при- чина большого разнообразия видов амфиболов в рассматриваемых габброидах ильменогорского ком- плекса (табл. 2).

Характернейшей чертой минерального состава указанных габброидов (см. табл. 2) является присутствие высокоглиноземистых известковистых минералов: очень основного плагиоклаза (преиму- щественно анортита — 0–50 %), цоизита, клиноцоизита и кальциевых высокоглиноземистых и высоко- магниальных разновидностей амфиболов (20–90 %), среди которых установлены паргасит (см. табл. 2, ан. 84-А), чермакит (ан. 84-1, 718-А), калий-паргасит (ан. 173-5), изредка ферропаргасит (ан. 293-5), саданагаит (ан. 712-А), а также гастингсит. Примечательно, что в пределах отдельного выхода габбро наблюдается лишь одна из этих разновидностей амфибола. Определение видовой состава амфи- болов производится согласно рекомендациям [Hawthorne et al., 2012] по компьютерной программе [Lo- sock, 2014]. В примечании к табл. 1 указаны особенности минерального состава изученных проб габбро- идов. В часто встречаемых гранатовых разновидностях отмечено преобладание пиропистого гроссуляр-альмандин, иногда альмандин-гроссуляра (1–30 %). В изолированных выходах таких по- род отмечено присутствие крупнозернистых пегматоидных разновидностей [Кориневский, 2012]. Такие высококальциевые гранатовые габброиды на Урале до сих пор встречались лишь в эклогитовых ассоци- ациях [Белковский, 1989]. Привлекает внимание и наличие среди глыб габброидов в метагипербазитах разновидностей с корундом, железистой шпинелью (плеонастом), диопсидом, цоизитом, ильменитом, титанитом, рутилом, апатитом, цирконом, биотитом (от 0 до 10 % каждый). Примечательно почти пол- ное отсутствие в подобных габброидах кварца и магнетита, слабое развитие директивных структур и

Таблица 2.

**Микрозондовые анализы (мас. %) минералов из редкоземельных габброидов
и горнблендитов Ильменских гор на Урале**

Компонент	Габброиды								Горнблендиты			Габброиды	
	Нbl											Срх	
	84-A	84-1	712-A	718-A	293-5	295-A	173-5	Сд-13	211-6	261-6	293-5	295-A	
SiO ₂	41.22	42.25	39.40	39.28	41.91	43.88	39.11	46.65	45.59	43.01	52.30	52.84	
TiO ₂	0.52	0.47	0.58	0.45	0.44	0.50	1.00	0.22	0.82	1.01	—	0.02	
Al ₂ O ₃	18.66	18.50	20.30	20.56	13.28	12.56	16.10	12.27	14.08	16.62	1.02	1.03	
FeO*	10.48	10.13	12.70	14.51	19.54	15.99	16.00	8.55	3.65	3.64	9.21	7.83	
MnO	0.21	0.28	—	0.08	0.11	0.21	0.29	0.04	—	0.07	0.23	0.37	
MgO	11.73	12.35	9.32	8.77	8.05	10.38	9.19	16.21	18.53	17.88	12.38	13.39	
CaO	12.83	11.73	12.72	12.25	12.48	12.66	12.37	12.17	12.10	13.01	24.41	24.02	
Na ₂ O	1.93	1.68	1.66	1.40	1.42	1.44	1.29	1.50	2.20	2.41	0.03	0.12	
K ₂ O	0.43	0.36	0.61	0.70	0.79	0.63	2.25	0.24	0.30	0.57	—	—	
Сумма	98.01	97.75	97.29	98.00	98.02	98.25	97.60	97.75	96.97	98.22	99.58	99.62	
Fe/(Fe+Mg)	0.53	0.51	0.64	0.68	0.76	0.67	0.69	0.40	0.20	0.17	0.48	0.43	

Компонент	Grt											
	84-A		84-1		718-A		293-5		712-A		173-13-1	
	с	г	с	г	с	г	с	г	с	г	с	г
SiO ₂	37.23	38.00	38.53	38.63	37.16	37.01	37.78	38.03	37.46	36.91	39.38	39.16
TiO ₂	0.18	0.20	—	0.14	н.д.	н.д.	0.04	0.05	0.11	0.16	—	0.07
Al ₂ O ₃	21.01	20.78	22.23	21.50	20.92	21.04	20.98	20.91	21.14	20.58	21.95	22.01
FeO*	19.84	19.56	22.39	23.13	28.38	28.54	20.30	19.51	21.86	23.27	13.53	13.92
MnO	9.89	9.70	4.65	5.32	2.09	1.93	2.23	2.02	2.90	3.98	1.68	2.11
MgO	3.07	3.26	6.07	6.51	3.38	3.56	1.59	2.35	3.03	3.03	3.41	3.83
CaO	8.70	8.14	6.08	4.73	7.81	7.89	16.98	16.72	13.35	11.97	19.95	18.85
Сумма	99.92	99.64	99.95	99.96	99.74	99.97	99.90	99.59	99.85	99.90	99.90	98.02
Fe/(Fe+Mg)	0.89	2.12	0.84	0.82	0.92	0.91	0.94	0.95	0.90	0.90	0.89	0.88

Компонент	Zo			Czo								
	84-A	712-A	293-5	84-A	84-1	712-A	718-A	293-5	295-A	173-5	173-13-1	
	SiO ₂	40.52	39.68	39.90	40.87	39.50	38.94	38.91	40.15	39.46	38.90	39.31
TiO ₂	—	0.03	—	—	0.05	0.05	0.05	0.07	—	0.09	0.07	
Al ₂ O ₃	31.96	32.27	32.29	28.52	29.60	29.46	28.85	27.20	28.23	28.02	29.31	
Fe ₂ O ₃ *	1.36	1.77	1.17	5.16	4.47	5.65	6.85	7.07	7.21	7.17	5.33	
MnO	0.01	—	—	0.22	0.10	—	—	—	0.08	0.02	0.02	
MgO	0.26	0.15	0.33	0.43	0.38	0.22	0.32	0.26	0.19	0.43	0.22	
CaO	23.95	24.00	24.18	22.06	22.43	23.96	23.80	23.89	23.74	24.11	24.55	
Сумма	98.06	97.90	97.87	97.26	96.53	98.28	98.78	98.64	98.91	98.74	98.81	
Fe/(Fe+Mg)	0.61	0.93	0.78	0.93	0.98	0.97	0.98	0.82	0.98	0.95	0.97	

следов замещения одних минералов другими. По присутствию индукционных поверхностей у соприкасающихся зерен В.А. Попов [2011] установил, что большинство породообразующих минералов в габброидах росло синхронно. Этим опровергается предположение о метасоматической природе минералов. Следует особо подчеркнуть, что в описываемых породах зерна клиноцоизита и цоизита образуют индивиды, росшие синхронно с окружающими их кристаллами плагиоклаза, а не замещающие последние, как это обычно считалось. Преобладающими структурами габброидов являются неравномерно-зернистые, полигонально-зернистые. Нередки пятнистая, полосчатая и шлировидная текстуры, обусловленные неравномерным распределением в породе скоплений зерен амфибола, клинопироксена, граната и цоизита. Кристаллы граната, анортита, реже амфибола содержат в качестве включений более ранние

Компонент	An			Ttn				Ilm	Spl	
	84-A	712-A	Сд-13	84-A	293-5	295-A	173-5	712-A	712-A	718-A
SiO ₂	42.31	42.33	43.26	30.28	30.01	30.88	29.63	—	—	—
TiO ₂	—	—	—	40.03	39.12	37.83	39.81	53.92	—	—
Al ₂ O ₃	36.99	37.06	37.25	1.60	2.02	1.94	1.67	—	56.77	60.54
FeO*	0.01	0.38	—	0.04	0.46	н.д.	0.25	41.87	34.47	31.27
MnO	—	—	—	—	—	—	—	4.22	0.33	0.24
MgO	—	—	—	—	—	—	—	—	7.47	7.86
CaO	19.86	19.74	19.27	27.44	28.30	29.25	28.22	—	—	—
Na ₂ O	0.20	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SrO	1.21	н.д.	н.д.	н.д.						
Сумма	100.58	99.51	99.78	99.39	99.91	99.90	99.58	100.01	99.04	99.91
Fe/(Fe+Mg)	1.0	1.0	1.0	1.0	—	1.0	—	0.93	0.99	0.99

Примечание. Анализы выполнены В.А. Котляровым (ИМин УрО РАН) на растровом электронном сканирующем микроскопе РЭММА-202 М с энергодисперсионной приставкой Link Systems LZ-5. Во всех пробах Cr, V отсутствуют. Прочерк — не обнаружено, н.д. — нет данных.

Обозначения минералов: Hbl — амфибол, Sprx — клинопироксен, Grt — гранат, Zo — цоизит, Czo — клиноцоизит, An — анортит, Ttn — титанит, Ilm — ильменит, Spl — шпинель. Пояснения к пробам см. табл. 1 и 5. с — центр, г — край.

* Суммарное содержание железа.

выделения ильменита, циркона, рутила. Примечательна и резкая обогащенность SrO анортита из габброидов (0.1—0.3 мас. %), что характерно для глубинных пород дунит-клинопироксенитовой формации Урала [Ефимов и др., 1989].

В свете заявленной темы статьи наибольший интерес вызывают породы, содержащие цоизит и клиноцоизит (см. рис. 2, а, б). Эти минералы встречаются совместно в меняющихся соотношениях, микроскопически они различаются слабо, а при микрозондовом исследовании распознаются по заметно меньшему количеству Fe в цоизите. Для удобства изложения такие породы мы будем называть просто цоизитовыми.

Существенно цоизитовые габбро достаточно широко распространены в виде изолированных глыб на Уразбаевском и Савелькульском участках. Эти породы нередко имеют полосчатую и такситовую текстуры. На фоне среднезернистого агрегата кристаллов амфибола и плагиоклаза отчетливо выделяются более светлые мелкозернистые полосы или многочисленные овальные или неправильной формы обособления, сложенные преимущественно цоизитом с подчиненной ролью амфибола, плагиоклаза, граната и апатита (см. рис. 2, а, б). Наряду с этим встречаются и более крупнозернистые без линейных структур массивные разновидности цоизитовых габбро. Содержание цоизита в них нередко превышает 20 % объема породы. Его длинные призмы (до 1—7 мм) совместно с изометричными зернами анортита создают в габбро участки призматически-зернистой структуры (рис. 3, а, б). Гранат в цоизитовых габбро присутствует в виде разобщенных зерен поперечником до 1.5—3.0 мм, слагающая до 7 % объема породы, но нередко он вовсе отсутствует. Его отличает высокое содержание гроссулярового компонента (40—51 %) и относительно небольшие и сопоставимые друг с другом количества пиропового и спессартинового миналов (8—9 и 7—11 % соответственно). В этих гранатах подтверждается наиболее распространенная в габброидах тенденция роста содержаний MgO от середины зерен к их периферии, зато отмечается необычное явление: заметный рост количества MnO по направлению к краям зерен, синхронно в этом же направлении снижается количество CaO. В ряду других анортитовых габброидов цоизитовые разновидности выделяются относительно большим количеством мельчайших (10—50 мкм) округлых бесцветных или светло-желтых незональных зерен циркона. В виде минерала-узника он содержится в кристаллах анортита, цоизита и амфибола (см. рис. 3, в). Суммарное его количество в породе составляет сотые доли процента. Сдвойникованные кристаллы анортита часто содержат первичные включения цоизита, шпинели, циркона, а с кристаллами цоизита и амфибола обнаруживают неровные закругленные поверхности синхронного роста (см. рис. 3, е). Вторичные минералы по анортиту развиваются редко. Это сложной формы пятнистые выделения кальцита либо цеолита (в коре выветривания). Скопления очень мелких зерен титанита приурочены к границам кристаллов других минералов, часто вытягиваясь в виде тонких полосок.

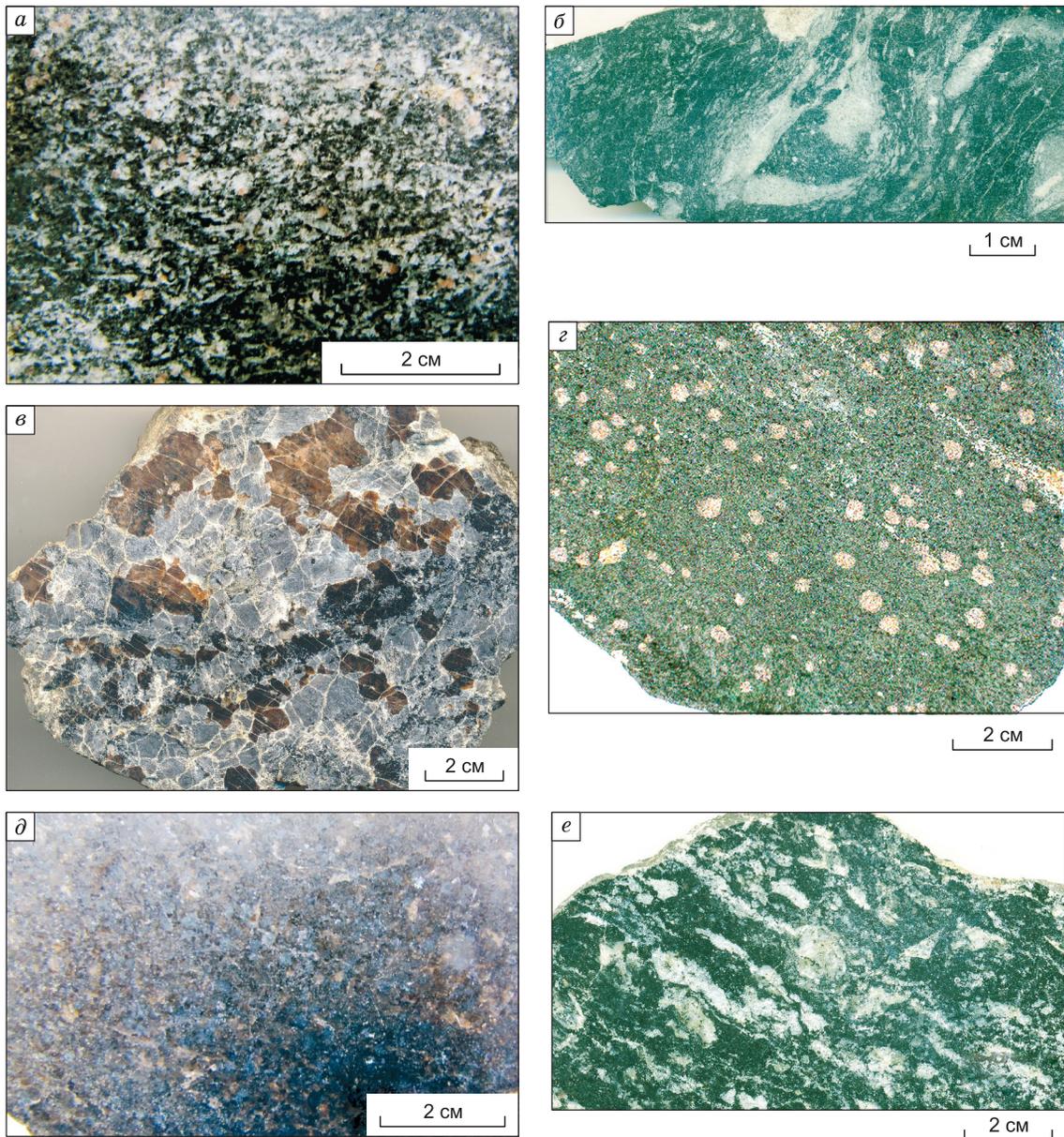


Рис. 2. Габброиды и горнблендиты Ильменских гор с повышенными содержаниями РЗЭ.

Фото полированных поверхностей образцов: *a* — гранат-цоизитовое анортитовое габбро (обр. 84-1); *б* — клиноцоизитовое анортитовое габбро (обр. 173-5); *в* — гранат-клиноцоизитовое пегматоидное анортитовое габбро (обр. 173-13-1); *г* — гранатовый горнблендит (обр. 211-1); *д* — гранат-шпинелевый горнблендит (обр. 211-6); *е* — апатит-шпинелевый горнблендит (обр. 211-10).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГОРНБЛЕНДИТОВ ИЗ КЛАСТОЛИТОВ В МЕТАГИПЕРБАЗИТАХ

Горнблендиты в кластолитах среди метагипербазитов встречаются относительно редко. Среди них зафиксировано достаточно большое количество петрографических разновидностей [Кориневский, Кориневский, 2006]. Часть из них также содержит аномальное количество РЗЭ.

Горнблендиты можно разделить на безгранатовые и гранатсодержащие. Гранатовые горнблендиты на Урале относятся к числу редких разновидностей пород (см. рис. 2, *г*). Они обнажены в верхней части северного склона горы Савелькуль в стенках старой канавы, где на протяжении двух метров наблюдаются коренные выходы чередующихся полос горнблендитов и меланократовых габброидов. Мощность таких полос не превышает 10—20 см. Границы между ними отчетливые, но нерезкие, падение их крутое. Вмещающими породами для этого фрагмента полосчатого комплекса служат среднезернистые ортопироксениты. Во всех образцах горнблендитов этого полосчатого комплекса в пере-

менных количествах отмечается присутствие высококальциевого граната (альмандин-гроссуляра) и хлорapatита (рис. 2, *з*; 3, *д*; пр. 211-1, 5, 12). Эти минералы образуют как рассеянную вкрапленность в породе, так и скопления в виде гнезд и полос. Местами содержания граната достигают 15 об. %, а апатита — 10 об. % (см. рис. 2, *е*). Основную массу породы (около 65 %) слагают короткопризматические

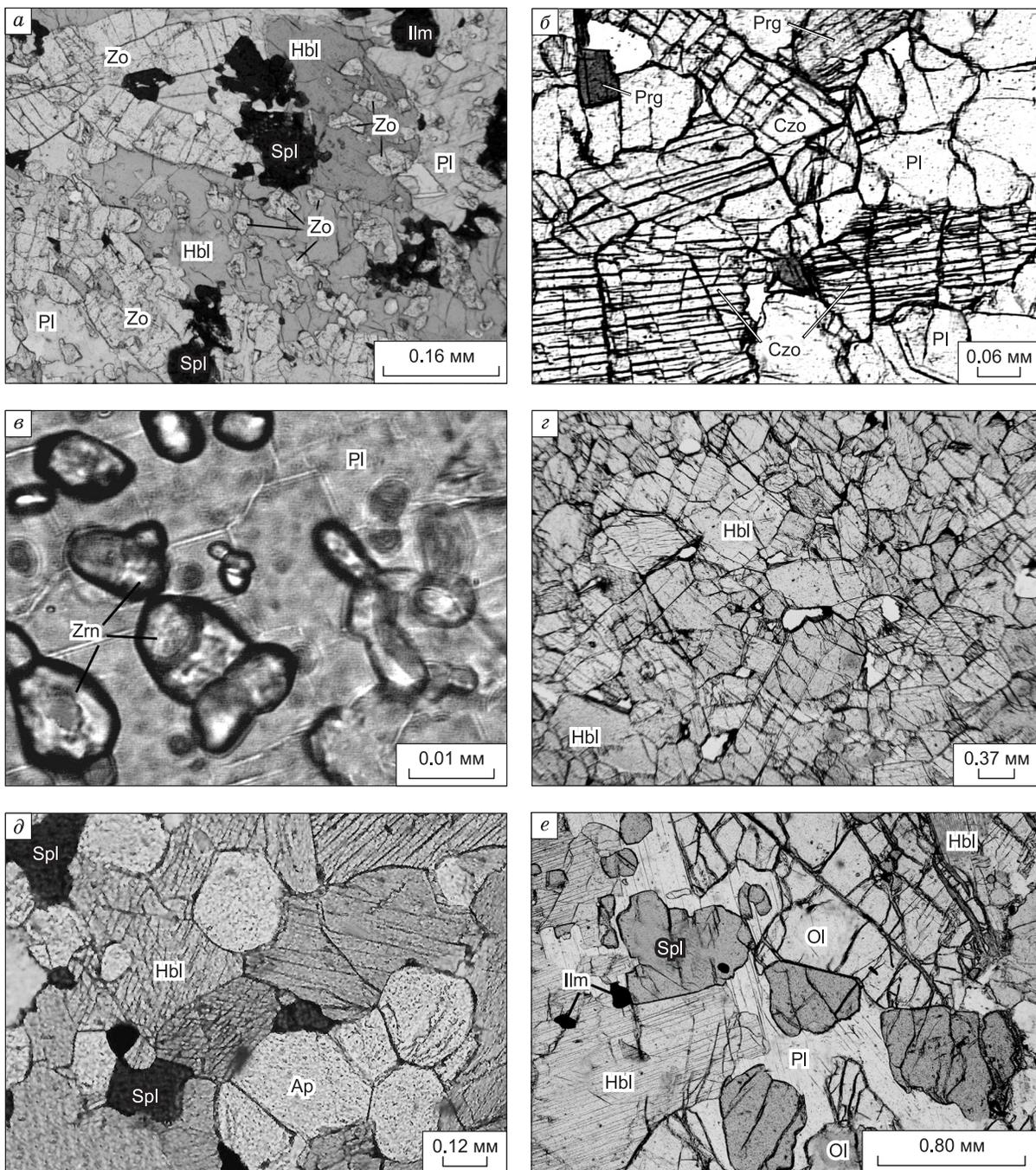


Рис. 3. Микроструктуры редкоземельных габброидов и горнблендитов Ильменских гор. Фото шлифов без анализатора.

а, б — беспорядочно расположенные крупные призмы цоизита (Zo) и клиноцоизита (Czo) формируют призматически-зернистую структуру габброидов. В интерстициях — выделения анортита (Pl), амфибола (Hbl, Prg), ильменита (Ilm) и шпинели (Spl); *в* — включения округлых зерен циркона (Zrn) в кристаллах амфибола и анортита. *а* — пр. 712-А; *б, в* — пр. 173-5; *з* — кумулятивная структура среднезернистого горнблендита (пр. 194-4); *д* — изометрично-зернистая структура шпинель-апатитового горнблендита. Между всеми минералами наблюдаются поверхности одновременного роста (пр. 211-1); *е* — среднезернистый шпинель-оливиновый горнблендит, в котором также присутствуют синхронно росшие кристаллы клинохлора, апатита, ильменита и анортита. Прослой в ортопироксенитах (пр. 211-6).

зерна темно-бурого калиевого паргасита. В этом агрегате неравномерно распределены изометричные темно-зеленые выделения плеонаста (10–15 %), спорадически встречаются анортит, ильменит, гнезда и прожилки кальцита. Состав минералов этих горнблендитов указывает на высокобарические и высокотемпературные условия их формирования [Крылова и др., 1991].

Большинство безгранатовых горнблендитов относится к шпинельсодержащим. Мелкие октаэдрические кристаллы шпинели по составу чаще всего являются железисто-магнезиальными (плеонастами) с незначительными количествами ZnO (см. рис. 2, *д*). В сохранившихся фрагментах блоков пород можно видеть, что эти горнблендиты образуют слои, перемежающиеся с другими разновидностями горнблендитов или габбро, иногда — пироксенитов, а структура пород напоминает кумулятивную в расслоенных интрузивах (см. рис. 3, *з*).

На северо-западном склоне горы Савелькуль встречена редкая клинохлор-шпинель-оливиновая разновидность горнблендитов (см. рис. 3, *е*, пр. 211–6). Судя по обнажению, здесь наблюдается блок переслаивающихся горнблендитов и ортопироксенитов, в котором одну из полос и составляет описываемая порода. Ее мощность составляет 15 см. Породы располагается на границе апатит-шпинельсодержащих горнблендитов и хлоритолитов по ортопироксенитам. Несерпентинизированные буровато-желтые прозрачные кристаллы оливина (около 35 % объема породы) хорошо выделяются на фоне темной зернистой массы кристаллов амфибола (50 %) и шпинели (10–15 %). Сrostки с этими минералами слагают синхронные с ними кристаллы клинохлора. Присутствуют здесь в небольшом количестве и зерна анортита, ильменита и апатита. Структура породы равномерно-среднезернистая: поперечники зерен составляют 1–4 мм. Структурные соотношения минералов, отсутствие у них химической зональности, однородность строения породы свидетельствуют об ее глубинном магматическом происхождении.

Массивные мелкосреднезернистые горнблендиты с равномерно рассеянной вкрапленностью мелких кристаллов оливина свежего облика слагают кластолиты в серпентинитовом меланже у Осинового мыса на оз. Бол. Ишкуль. Глыбы горнблендитов среди серпентинизированной матрицы меланжа здесь нередко имеют округлую форму.

В непосредственном контакте с ортопироксенитами в другом обнажении на склоне горы Савелькуль располагаются выходы равномерно-среднезернистых массивных шпинелевых горнблендитов, в которых количество плеонаста достигает 15–20 %. Кристаллы темно-коричневого алюмопаргасита здесь достигают в длину 10–15 мм, располагаясь беспорядочно. В заметном количестве порода содержит мелкие кристаллы хлорапатита, призмочки рутила, зерна ильменита и титанита. Изредка наблюдались мелкие кристаллы циркона и ортита. В амфиболе встречаются небольшие (до 100 мкм) включения хлорита. Плагноклаз в этой породе отсутствует.

Горнблендиты в северных береговых обрывах оз. Бол. Миассово обнажаются в виде черных массивных пород в основании скал, сложенных гипербазиитами. Эти горнблендиты залегают в виде крупной глыбы-включения в оливин-энстатит-тремолит-антофиллитовых породах, отделяясь от них каймой хлоритолита мощностью 10–15 см с тонкими призматическими метакристаллами чермакита. Основной объем породы слагают кристаллы паргасита длиной до 15–25 мм, расположенные без определенной ориентировки. Менее 10 % приходится на долю довольно крупных кристаллов (от 1–5 до 10–20 мм) зонального пироп-альмандина, редких зерен анортита, апатита, шпинели и ильменита. В породе они распределены неравномерно, образуя обогащенные ими участки. Шпинелью сложены также и мелкие октаэдрические включения в анортите и паргасите. Примечательно присутствие неправильной формы зерен (1–5 мм величиной) бесцветного с голубыми участками корунда. Отмечены скопления пластинок клинохлора и биотита. В зернах граната наблюдается не только обычная зональность химического состава, но и секториальность в его строении.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПЕТРОХИМИИ ГАББРОИДОВ И ГОРНБЛЕНДИТОВ

Эти экзотические для ильменогорского комплекса породы помимо весьма низких количеств SiO₂ выделяются аномально большими содержаниями Al₂O₃ и CaO, высокими — MgO (см. табл. 1). На этом основании к ним неприменимы традиционные TAS-диаграммы для классификации изверженных пород [Магматические..., 1983]. Будучи формально ультраосновными (SiO₂ < 45 %), они по содержаниям Al₂O₃, CaO и Na₂O не находят своих аналогов среди изверженных пород этого класса.

В описываемых габброидах (табл. 3, 4) содержатся необычайно высокие для основных и ультраосновных пород Урала количества PЗЭ (от 170 до 850 г/т), среди которых отмечено резкое преобладание легких PЗЭ (81–93 % от суммы PЗЭ). Эти породы выделяются и весьма большими содержаниями Sr (451–2219 г/т), повышенными количествами Ni и Cr (соответственно 24–417 и 8–701 г/т), очень высокими концентрациями Ca и Al, что отличает их от гипербазитов. Приведенное выше петрографическое описание свидетельствует о преобладании в кластолитах среди метабазитов специфических апогаббровых высокоглиноземистых и высококальциевых пород. Их практически полный аналог описан из обрамления Войкаро-Сыннинского массива на Приполярном Урале [Ефимов, Рябкова, 1979].

Таблица 3. Содержания РЗЭ (г/т) в габброидах из кластолитов в урзабаевской олистостроме Ильменогорского комплекса

Элемент	84-A*	84-1*	84-2*	295-2*	712-A*	718-A*	305-3*	4-98**	14-98**	173-5*	173-1*	269-3*	173-13-1*	271-6*
La	97.7	136.1	140	119	67.9	35	30.2	329.3	49.6	26.3	36.2	51	33.8	46.9
Ce	232	275.6	322	216	128	73.9	80.6	65.4	55.1	65.3	81.9	166.4	73.1	74.6
Pr	26.1	32.6	35.8	22.8	15.5	9.3	8.9	7.8	6.5	8.5	10.8	12.7	8.5	8.4
Nd	104	142.9	163	79.9	56.9	38.8	38	37.3	27.5	38.3	49.3	50.5	35.6	32.5
Sm	22.8	31.2	35.2	13.7	10	8.3	8.6	11.5	6.3	10.2	12.6	10.4	7.7	5.8
Eu	7.4	6.6	9.5	4.2	3.3	2.4	2.9	10.9	1.9	2.3	2.3	5.1	2.7	1.7
Gd	23.9	33.4	37.4	13	9	8.8	8.8	13.9	5.9	9.8	13	11.8	8.5	5.2
Tb	4	5.9	6.5	1.5	1.2	1.4	1.4	2.4	0.9	1.7	2.3	1.8	1.4	0.8
Dy	26.9	37.8	38.5	8.3	6.7	8.6	8.8	14.2	5.2	9.9	14.3	10.6	9.2	4.6
Ho	6.4	8.6	8.2	1.5	1.3	1.8	1.8	3.1	1.1	2.1	2.9	2.3	2.1	1
Er	20.8	25.1	26.6	4.6	3.3	8.3	5.3	8.6	3.1	6	8.1	6.6	5.6	2.9
Tm	3.4	3.6	3.8	0.6	0.4	0.8	0.8	1.3	0.4	0.8	1.2	1	0.9	0.4
Yb	22.4	24.1	24.7	4.1	2.8	5.5	5.3	9.6	3	5.4	7.6	6.4	5.6	2.7
Lu	3.2	3.7	3.4	0.5	0.4	0.9	0.7	1.4	0.5	0.8	1.1	1	0.8	0.4
∑REE	601	767.2	854.6	489.7	306.7	203.8	201.89	457.7	167	187.4	243.6	337.6	195.5	187.9
∑LREE	490	625.0	705.5	455.6	281.6	167.7	169.13	403.2	146.9	150.9	193.1	296.1	161.4	169.9
∑HREE	111	142.2	149.1	34.1	25.1	36.1	32.76	54.5	20.1	36.5	50.5	41.5	34.1	18
% LREE	81.5	81.5	82.6	93	91.8	82.3	83.86	88.1	88	80.5	79.3	87.7	82.6	90.4
% HREE	18.5	18.5	17.4	7	8.2	17.7	16.14	11.9	12	19.5	20.7	12.3	17.4	9.6
Eu/Eu*	0.97	0.62	0.8	0.96	1.06	0.86	1.02	2.63	0.95	0.7	0.55	1.4	1.02	0.94
(Gd/Yb) _{CN}	0.86	1.12	1.23	2.57	2.6	1.29	1.34	1.17	1.59	1.47	1.38	1.49	1.23	1.56
(La/Sm) _{CN}	2.68	2.72	2.48	5.43	4.24	2.63	2.19	17.88	4.92	1.61	1.79	3.06	2.74	5.05

Примечание. Анализы проб* из кластолитов в метагипербазитах методом ICP-MS выполнены в ИМин УрО РАН (аналитики К.А. Филиппова, М.С. Свиренко). Анализы проб** заимствованы из работы [Русин и др., 2012]. Пояснения к пробам см. табл. 1. Здесь и в табл. 4: LREE — La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu; HREE — Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu.

Исследованные мафиты и ультрамафиты характеризуются достаточно высокими суммарными содержаниями РЗЭ (см. табл. 3), которые в большинстве случаев значительно превышают 74 г/т. Наибольшие концентрации РЗЭ зафиксированы в цоизитовых габбро (170—850 г/т) и апатит-гранатсодержащих горнблендитах (до 450 г/т). В безгранатовых горнблендитах и габброидах содержания РЗЭ находятся на более низком уровне. Во всех типах мафитов и ультрамафитов легкие РЗЭ заметно преобладают, превышая относительные количества 60—80 %. Роль легких РЗЭ в сумме всех РЗЭ существенно возрастает в мафитах (габброидах), часто превосходя 80 %.

Об однотипности характера распределения и относительного содержания РЗЭ в изученных пробах габброидов и горнблендитов Ильменских гор свидетельствует их расположение в пределах довольно узкой области (рис. 4). Это говорит об их генетическом родстве.

По оценкам [Соболев, 1965; Ферштатер, Беа, 1996; Ферштатер и др., 2004; Леснов, 2007; Ферштатер, 2013] содержания РЗЭ в основных и ультраосновных породах гарцбургитовой и дунит-пироксенит-габбровой (платиноносной) формаций Урала обычно составляют 10—70 г/т. Особенно низкие количества РЗЭ (< 10 г/т) отмечались в мономинеральных породах (дуниты, горнблендиты, анортозиты и т. д.). В этом ряду особняком стоят горнблендиты Светлоторского массива (пр. Пе-926, табл. 5), в которых количество РЗЭ соизмеримо с их содержанием в горнблендитах Ильменских гор. В горнблендитах других массивов Урала наблюдается традиционно низкая сумма РЗЭ (31—75 г/т [Готтман, 2014]). Как видим (табл. 3), количества РЗЭ в мафитах и ультрамафитах Ильмен существенно превышают содержания РЗЭ в однотипных породах гарцбургитовой и платиноносной формаций Урала.

Обращает на себя внимание резкое преобладание легких элементов в группе РЗЭ из мафитов и ультрамафитов. Оно аналогично соотношениям РЗЭ в метаморфизованных базитах Ильменских гор [Кориневский, Баженова, 2004], что говорит об относительной сохранности РЗЭ при метаморфизме. Как показано в [Леснов, 2007], характерной геохимической чертой ультрамафитов складчатых областей является их истощенность РЗЭ, особенно легкими. В этом заключается резкое отличие их от ультрамафитов Ильменских гор, которые нашими предшественниками считались принадлежащими к офиолитовой ассоциации [Варлаков и др., 1998].

Таблица 4. Содержания РЗЭ (г/т) и редких элементов в породообразующих минералах цоизитовых габбро и горнблендитов из кластолитов в метагипербазитах Ильменогорского комплекса

Компо- нент	84-A		84-1		718-A				211-6				211-10	261-6	Сд-13	
	Zo	Grt	Hbl	Grt	Grt	An	Ap	Crn	Hbl	Spl	Ol	Clc	Ap	Hbl	Hbl	Pl (An)
La	97.7	16.5	41.9	31.2	4.94	7.78	20.7	2.34	20	0.46	7.83	2.42	36.4	23.3	1.29	0.74
Ce	232	48.6	102	88.2	10.9	16.6	51.1	5.86	99.8	1.14	15.2	4.74	64.1	99.6	2.89	1.17
Pr	26.1	4.53	11.1	8.08	1.36	1.95	6.73	0.68	18.1	0.13	1.46	0.59	11.4	19.9	0.4	0.14
Nd	104	19.2	47.7	32.1	6.34	9.35	33.1	3.17	89.4	0.51	4.83	2.15	55.1	133	2.09	0.64
Sm	22.8	4.01	1.9	7.1	1.51	1.84	9.34	0.65	20.2	0.1	0.64	0.45	15.2	45	0.82	0.12
Eu	7.37	1.25	3.18	1.57	0.33	1.9	12.6	0.65	4.18	0.02	0.11	0.11	4.49	9.59	0.4	0.11
Gd	23.9	4.91	12.3	7.06	1.87	1.61	9.23	0.6	15.3	0.12	0.41	0.39	17.6	52.30	1.26	0.13
Tb	4.01	1.42	2.34	1.76	0.39	0.21	1.24	0.09	2.07	0.01	0.04	0.04	2.69	9.53	0.24	0.02
Dy	26.9	20.2	18.7	23	3.06	0.95	6.75	0.46	11.6	0.13	0.27	0.33	15.1	57.8	1.68	0.12
Ho	6.38	8.46	4.74	9.28	0.77	0.19	1.34	0.08	2.19	0.03	0.05	0.06	3.13	12.2	0.35	0.03
Er	120.8	49.3	16.7	51.4	2.75	0.54	4.09	0.25	6.06	0.11	0.2	0.23	8.56	65.2	1.11	0.09
Tm	3.35	10.9	2.71	11.8	0.51	0.09	0.60	0.04	0.93	0.02	0.03	0.04	1.15	4.52	0.15	0.01
Yb	22.4	106	17.5	116	4.2	0.62	3.87	0.23	6.05	0.13	0.19	0.3	6.89	26	1.29	0.11
Lu	3.16	18.4	2.25	19.6	0.76	0.11	0.66	0.03	20	0.02	0.03	0.05	0.97	3.67	2.89	0.02
Sc	41	24.5	37.6	24.9	16.7	2.34	1.18	1.01	99.80	0.64	1.7	3.72	0.60	82.6	66.5	0.99
Y	196	250	101	279	21.1	5.2	40.3	1.92	18.1	0.7	1.6	2.03	90	298	8.65	0.75
V	105	19.3	182	21.9	107	15.2	7.11	16.7	89.4	338	2.84	205	4.65	354	276	2.31
Cr	25.9	7.56	93.9	7.94	8.33	2.86	1.07	147	20.2	144	1.22	65.4	0.87	25.2	270	3.13
Co	8.9	7.04	8.81	8.01	15.3	1.2	0.95	0.69	4.18	142	97.9	37.9	0.82	27.8	60.6	0.89
Ni	24.4	3.56	21.6	2.04	1.10	2.29	1.73	1.56	15.3	337	541	319	4.3	273	197	2.38
Sr	1681	109	549	166	132	3042	1239	30.1	2.07	21.1	79.6	81.3	1859	379	93.7	337
Zr	141	40.3	41.2	129	45	94.5	23.8	12.5	11.6	58.1	104	220	31.7	225	69.3	90.8
Nb	22.9	9.05	12.7	8.09	0.67	8.1	0.31	0.66	2.19	2.55	4.9	5.6	2.04	12.9	5.85	0.31
Ba	21.4	1422	35	34.3	50.7	1584	226	40.6	6.06	126	38.1	41.8	15.9	7432	52.8	18.2
Th	29	4.52	10.4	8.26	1.52	2	1.29	1.15	6.73	2.62	2.11	2.09	2.45	3.28	0.3	0.09
U	7.92	1.13	4.51	2.25	0.89	1.57	7.52	0.52	10.5	10.8	3.82	3.39	18.5	2.01	0.41	0.21
∑ REE	700.87	313.68	285.02	408.15	39.69	43.74	161.35	15.13	296.84	2.93	31.29	11.9	242.78	561.61	16.86	3.45
∑ LREE	489.97	94.09	216.78	168.25	25.38	39.42	133.57	13.35	251.68	2.36	30.07	10.46	186.69	330.39	7.89	2.92
∑ HREE	210.9	219.59	77.24	239.9	14.31	4.32	27.78	1.78	45.16	0.57	1.22	1.44	56.09	231.22	8.97	0.53
% LREE	69.9	30	73.73	41.2	63.9	90.1	82.8	88.2	84.8	80.5	96.1	87.9	76.9	58.83	46.79	84.64
% HREE	30.1	70	26.27	58.8	36.1	9.9	17.2	11.8	15.2	19.5	3.9	12.1	23.1	41.17	53.20	15.36

Примечание. Анализы методом ICP-MS выполнены в ИМин УрО РАН (аналитики К.А. Филиппова, М.С. Сви-ренко). Обозначения минералов: Ap – апатит, Crn – корунд, Ol – оливин, Clc – клинохлор; остальные обозн. см. табл. 2. Пояснения к пробам см. табл. 1.

МИНЕРАЛЫ-КОНЦЕНТРАТОРЫ РЗЭ

Как известно [Соболев, 1965; Леснов, 2007], главными концентраторами РЗЭ в основных и ультраосновных породах являются породообразующие минералы: амфиболы, гранаты, плагиоклазы, пироксены. Основной вклад в количество РЗЭ в габброидах вносят цоизит, апатит и амфибол, которые обеспечивают заметное преобладание LREE над HREE (см. табл. 4, рис. 5, а). Относительно высокие содержания Ce и Nd в мафитах и ультрамафитах Ильмен являются отражением главенствующей роли в их составе амфиболов, в которых концентрируются эти элементы [Леснов, 2007]. Резким преобладанием тяжелых элементов и отрицательной Eu-аномалией характеризуется гранат. Привлекают внимание интенсивные положительные аномалии Eu (в апатите), Er (в цоизите) и отрицательная аномалия Sm (в амфиболе), которые обычно не наблюдаются в этих минералах из офиолитовых ассоциаций [Леснов, 2007] и метаморфизованных мафитов [Скублов, 2005].

Наши данные (см. табл. 4, рис. 5, а) впервые для Урала показывают ведущую роль в концентрации РЗЭ цоизита, превышающей в этом отношении амфиболы, гранаты и апатиты. При этом следует отме-

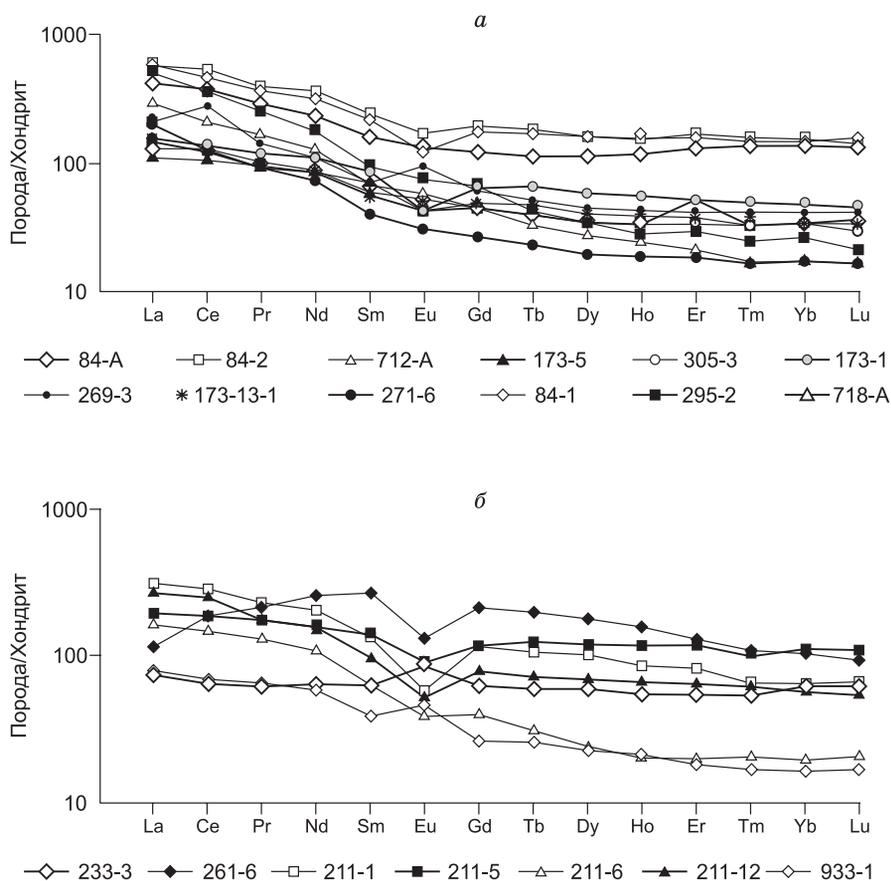


Рис. 4. Нормированные по хондриту [McDonough, Sun, 1995] содержания РЗЭ в редкоземельных габброидах (а) (по данным табл. 3) и горнблендитах (б) (по данным табл. 6) Ильменских гор и Урала.

Пояснения к пробам см. табл. 1 и 5.

тить, что в описываемых породах цоизит и апатит содержат необычайно много Eu, превышающего его количество даже в плагиоклазе. Цоизит (клиноцоизит) является главным концентратором всех легких РЗЭ, а также Dy, Er, Nb, Th в описываемых породах. По содержаниям Sr он уступает лишь анортиту и апатиту, а по содержаниям Y — лишь гранату. В амфиболах из габброидов и горнблендитов также отмечены очень высокие содержания РЗЭ (около 294 г/т) по сравнению с величинами, приводимыми в литературе [Frei et al., 2004; Скублов, 2005; Леснов, 2007]. По количеству La, Ce, Nd амфиболы уступают лишь цоизиту, а по Dy — цоизиту и гранату. Содержания Sc в амфиболах близки к их содержаниям в цоизите. Уровень содержания Eu в амфиболах редкоземельных разновидностей как в габброидах, так и в горнблендитах всегда в 2—5 раз выше, чем в анортите. В этом же соотношении амфибол из этих пород обогащен Sr по сравнению с амфиболом из близких по составу диопсид-анортитовых габбро из глыб в меланже, содержащих «обычные» (низкие) количества РЗЭ (см. табл. 4, пр. Сд-13). В гранате концентрируется основное количество Y (250—279 г/т) и Yb (106—116 г/т), а количество Ba в нем лишь немного меньше, чем в анортите. Наблюдается прямая корреляция содержаний Y в породах с суммарным количеством РЗЭ в них. Приведенные данные (см. табл. 4) говорят, что повышенные содержания РЗЭ и малых элементов заметно превосходят их количество в аналогичных минералах других комплексов и формаций [Скублов, 2005; Леснов, 2007]. Важно подчеркнуть резкое преобладание во всех этих минералах (за исключением гранатов) легких РЗЭ. Повсеместно в цоизите и анортите, нередко в амфиболе и гранате, наблюдаются мельчайшие округлые включения циркона (см. рис. 3, в), вносящего свою лепту в количество РЗЭ. Мы также встречали в зернах ильменита и рутила очень мелкие включения уранинита и шеелита. Иногда попадаются небольшие зональные по содержаниям РЗЭ выделения ортита. Необычайно высокими концентрациями РЗЭ отличаются амфиболы и гранаты (соответственно до 408 и 346 г/т).

Хотя и имеются указания на ничтожную роль акцессорных минералов пород как носителей РЗЭ [Соболев, 1965], нельзя не отметить, что в ультрамафитах Ильмен они могут иметь большое значение.

Таблица 5. Оксиды (мас. %) и редкие элементы (г/т) в горнблендитах ильменогорского комплекса с высокими содержаниями РЗЭ и горнблендитах интрузивных массивов Урала

Компонент	Ильменогорский комплекс							Интрузивы Урала		
	233-3	261-6	933-1	211-1	211-5	211-6	211-12	Пе-926*	Пе-305*	Х6-1575*
SiO ₂	27.13	29.71	29.52	31.84	28.90	33.68	29.64	35.66	44.19	38.99
TiO ₂	1.79	0.86	1.42	2.58	1.84	0.75	2.00	1.67	1.37	1.45
Al ₂ O ₃	32.56	32.85	22.00	23.72	25.69	19.80	21.21	8.96	9.11	9.10
Fe ₂ O ₃	8.76	3.85	7.45	8.01	8.26	6.40	4.89	—	—	—
FeO	7.90	1.94	13.03	7.20	4.50	4.32	8.10	23.89	14.72	17.92
MnO	0.28	0.07	0.33	0.41	0.15	0.11	0.65	0.24	0.18	0.26
MgO	10.99	17.20	10.61	11.19	13.50	22.75	7.30	9.91	12.91	15.31
CaO	7.30	9.35	9.00	11.30	11.60	7.61	15.80	15.60	12.70	10.49
Na ₂ O	1.40	1.66	0.81	0.76	1.84	1.32	0.93	1.46	2.25	1.46
K ₂ O	0.50	0.22	0.21	0.87	0.61	0.21	0.67	0.89	0.29	0.91
П.п.п.	0.55	1.19	4.94	0.72	0.55	2.74	5.00	1.66	1.78	4.09
P ₂ O ₅	0.12	0.61	0.18	1.36	2.54	0.59	3.74	1.92	0.04	0.49
Сумма	99.28	100.12	99.50	99.96	100.04	100.28	99.93	101.86	99.54	100.47
f	0.65	0.29	0.71	0.62	0.53	0.36	0.69	0.76	0.59	0.81
Sc	67.8	66	60.9	58.6	52.7	17	34.5	30.6	57.9	69.2
Y	83.3	221.0	29.5	29.5	140.7	182.2	30.8	121.7	19.8	19.5
V	398	294.3	487.3	595.2	699.6	247.6	564.1	591.5	451.3	427.6
Cr	86.4	333.3	82	197.6	218.6	89.3	131.6	145.7	719.1	411.9
Co	30.8	55.5	60.9	53.6	77.8	65.2	48.5	63.2	62.5	58.1
Ni	49.9	317.2	45.4	222.9	212.1	237.5	203.6	39.2	197.6	87.3
Sr	237	270.7	260	1879.8	695.2	207.3	1878.3	576.2	191.3	214.2
Zr	139	291.4	15.6	286.1	46.1	89.6	77.8	45.6	19.9	43.9
Nb	29.8	173.7	5.4	46.7	19.3	13.9	43.5	1.3	0.7	3
Ba	318	42.2	9.9	192.8	83.7	390.2	156.6	108.5	24.7	128.7
Th	3.2	3.3	3.1	18.1	10.2	9.2	11.1	0.2	0.1	0.4
U	0.7	1.3	0.4	4.9	3.0	15.2	4.8	0.1	0.04	0.2
∑REE	157.2	454.3	117.4	117.4	453.8	373.7	224.5	144.6	31.1	74.8
Ni/Co	1.62	5.71	0.75	4.16	2.73	3.64	4.2	0.62	3.16	1.5

Примечание. Пробы отобраны В.Г. Кориневским на Миассовском и Савелькульском участках Ильменских гор из кластолитов в метагипербазитах. 233-3 — северный берег оз. Бол. Миассово, 55°10'31.2" N, 60°16'41.8" E. Северное подножие горы Савелькуль: 261-6 — рутил-шпинелевый паргаситовый горнблендит с апатитом и ортитом, 55°07'45.8" N, 60°17'33.5" E; 933-1 — гранатовый клинохлор-паргаситовый горнблендит со шпинелью, ильменитом, апатитом и анортитом, севернее дер. Уразбаево, 55°11'09.53" N, 60°19'53.90" E; 211-1 — апатит-гранат-шпинелевый паргаситовый горнблендит с зернами анортита, ильменита, кальцита; 211-5 — шпинель-апатитовый паргаситовый горнблендит; 211-6 — шпинель-оливин-клинохлоровый паргаситовый горнблендит с анортитом, апатитом, ильменитом; 211-12 — апатит-гранатовый паргаситовый горнблендит с зернами анортита. Все пробы 211 отобраны из канав у точки 55°07'37.96" N, 60°17'55.25" E. Силикатные анализы выполнены методами «мокрой химии» аналитиками М.Н. Малярёнок, Т.В. Семёновой, М.С. Свиренко, Ю.Ф. Мельновой, а определения редких элементов методом ICP-MS — К.А. Филипповой и М.С Свиренко в ИМин УрО РАН.

Результаты анализов проб* заимствованы из работы И.А. Готтман [2014]: Пе-926 — горнблендит Светлоборского массива, Пе-305 — горнблендит Кытлымского массива, Х6-1575 — горнблендит Хабарнинского массива. *f* — железистость породы, ат. % (Fe/Fe + Mg).

Так, в рутил-шпинелевом горнблендите (см. табл. 5, пр. 261-6) обнаружены мельчайшие выделения монацита и ортита, в одном из которых определено: La₂O₃ 5.43, Ce₂O₃ 14.81 мас. %, возможно, по этой причине и из-за необычно высокого количества РЗЭ в амфиболе (561.6 г/т) сумма РЗЭ и иттрия в этой пробе горнблендита достигает 675 г/т (табл. 6). Основная же роль в концентрации РЗЭ в горнблендитах, естественно, принадлежит амфиболу и апатиту (см. табл. 4).

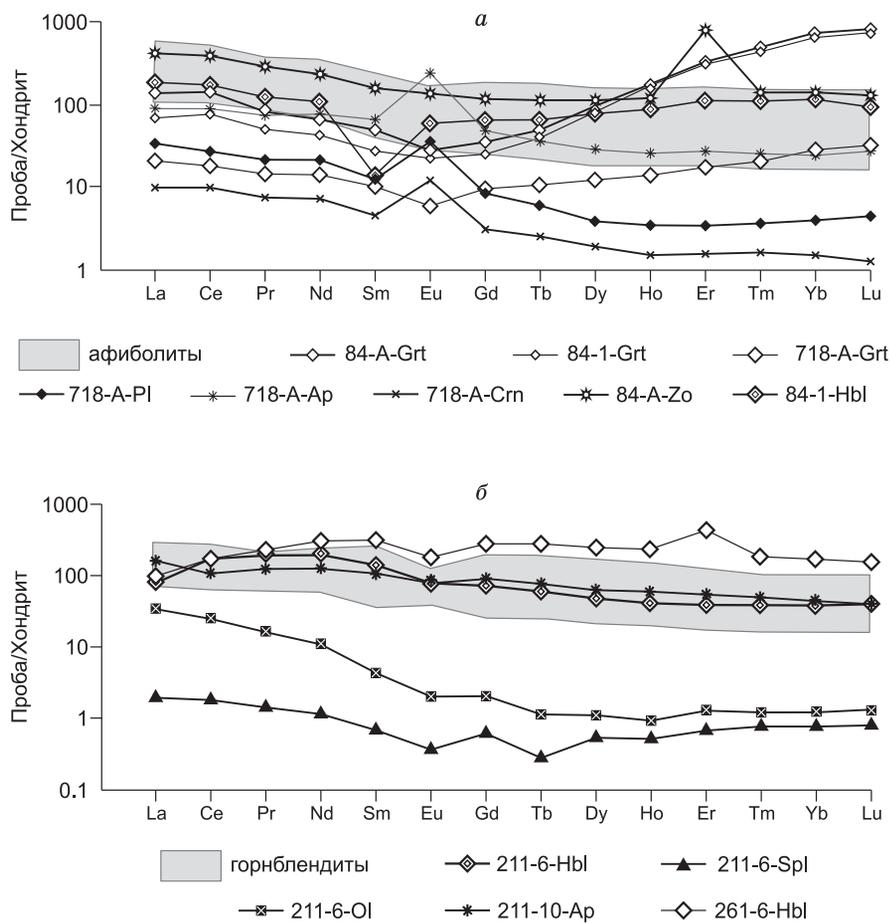


Рис. 5. Нормированные по хондриту [McDonough, Sun, 1995] содержания РЗЭ в минералах редкоземельных габброидов (а) и горнблендитов (б) (по данным табл. 4) Ильменских гор.

Пояснения к пробам см. табл. 1 и 5.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ВОЗМОЖНОЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Из петрографических наблюдений следует, что в цоизитовых габбро и в горнблендитах реализуются микроструктурно-петрологические критерии равновесности минералов, сформулированные С.Г. Скубловым [2005, с. 92]. С учетом наблюдающихся в них макроструктур (офитовой, габбровой, кумулятивной), отсутствия метаморфической сланцеватости и реликтов (теней) предполагаемых минералов протолита, повсеместно проявленных поверхностей одновременного роста минералов, мы считаем рассматриваемые породы магматическими образованиями. Убедительные доводы в пользу магматической (интрузивной) природы горнблендитов Урала привели в своей работе И.А. Готтман и Е.А. Пушкарев [2009]. Предполагается, что горнблендиты образовались в результате кристаллизации остаточных флюидонасыщенных расплавов, возникших при дифференциации первичных высокоизвестковистых клинопироксенитовых или анкарамитовых магм. Преобладание в составе описываемых пород водосодержащих минералов (первичных амфиболов, цоизита, клинохлора), постоянное присутствие хлорапатита, титанита, циркона, ортита, шеелита и уранинита подтверждают эту мысль. Высокие значения отношения Ni/Co (наиболее часто выше 2, см. табл. 1, 5) в породах также говорят в пользу магматического их происхождения [Когарко, 1973]. Поскольку анортит в этих породах чрезвычайно обогащен Sr (до 3042 г/т в пр. 718-А, см. табл. 4) по сравнению с амфиболами (332–549 г/т, пробы 211-6; 261-6; 84-1, см. табл. 4), можно, вслед за И.А. Готтман [2014], предположить, что кристаллизация пород происходила в котектических условиях.

Перечисленные выше особенности химического и минерального состава пород, наличие повышенных содержаний РЗЭ и преобладание среди них легких элементов делают возможным сопоставление этих пород с комплексом пород расслоенных интрузивов основного—ультраосновного составов, залегающих в фундаменте жестких блоков земной коры. Мы уже отмечали [Кориневский, Коринев-

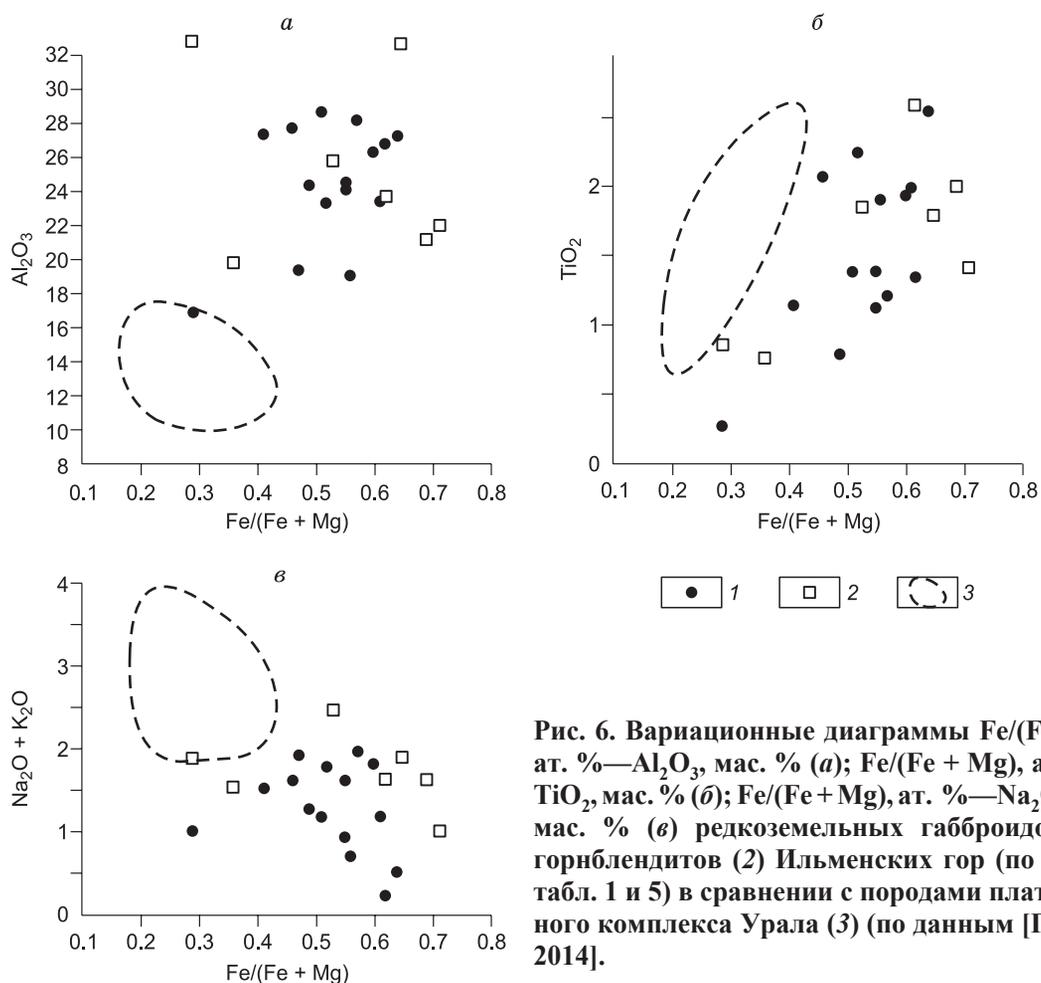
Таблица 6.

**Содержания РЗЭ (г/т) в горнблендитах из кластолитов в метагипербазитах
ильменогорского комплекса и интрузивных массивов Урала**

Элемент	Ильменогорский комплекс							Интрузивы Урала		
	233-3	261-6	933-1	211-1	211-5	211-6	211-12	Пе-926*	Пе-305*	Х6-1575*
La	17.9	26	17.4	71	44.8	38.9	62.2	18.2	1.6	6.8
Ce	38.7	110.5	41.2	169.9	113.9	89.7	153.1	50.9	5.8	24.2
Pr	5.7	19.1	5.9	20.7	15.9	12	16.3	7.5	1.2	3.8
Nd	28.5	113.5	26.4	89.3	71	49.2	68.8	36.8	7.9	16.9
Sm	9.0	38.1	5.4	19.1	20.2	9.4	14.3	8.9	2.6	4.7
Eu	4.8	7.1	2.5	3.2	5	2.2	2.9	2.7	0.9	1.4
Gd	12.1	40.5	5.1	22.4	22.7	7.9	15.4	8.6	2.8	4.8
Tb	2.1	6.9	0.9	3.7	4.4	1.1	2.6	0.9	0.5	0.8
Dy	14.4	42.9	5.3	24	28.9	5.8	16.8	4.9	3.3	4.2
Ho	2.9	8.3	1.1	4.5	6.2	1.1	3.6	0.9	0.7	1
Er	8.6	20.4	2.8	12.7	18.5	3.1	10.4	2.2	1.8	2.9
Tm	1.3	2.6	0.4	1.6	2.5	0.5	1.5	0.3	0.3	0.4
Yb	9.7	16.2	2.6	10.1	17.1	3.1	9.1	1.6	1.5	2.5
Lu	1.5	2.2	0.4	1.6	2.6	0.5	1.3	0.2	0.2	0.4
∑ REE	157.2	454.3	117.4	453.8	373.7	224.5	378.3	144.6	31.1	74.8
∑ LREE	104.6	314.3	98.8	373.2	270.8	201.4	317.6	125.0	20	57.8
∑ HREE	52.6	140	18.6	80.6	102.9	23.1	60.7	19.6	11.1	17
% LREE	66.5	69.2	84.2	82.2	72.5	89.7	84	86.4	64.3	77.3
% HREE	33.5	30.8	15.8	17.8	27.5	10.3	16	13.6	35.7	22.7
Eu/Eu*	1.4	0.55	1.43	0.47	0.71	0.78	0.6	0.94	1.02	0.9
(Gd/Yb) _{CN}	1.01	2.02	1.62	1.79	1.07	2.06	1.37	4.35	1.51	1.55
(La/Sm) _{CN}	1.24	0.43	1.99	2.32	1.39	2.58	2.72	1.28	0.38	0.9

Примечание. Анализы проб из кластолитов в метагипербазитах методом ICP-MS выполнены в ИМин УрО РАН (аналитики К.А. Филиппова, М.С. Свиренко). Пояснения к пробам см. табл. 5.

ский, 2008], что тела габброидов и горнблендитов более древние, чем вмещающие их метаосадки, в которых они образуют не пластовые, а изолированные тела. По этой причине они не могут входить в офиолитовую ассоциацию. О существенных различиях с мафитами и ультрамафитами офиолитовых ассоциаций свидетельствуют также данные по их валовому химическому составу (см. табл. 1, 5), по количеству и характеру распределения РЗЭ в тех и других (см. табл. 3, 6) и в однотипных минералах сравниваемых комплексов. По минеральному составу, присутствию реликтов кумулятивных структур и первичной расслоенности (пример с обнажением горнблендитов у горы Савелькуль, чередования их с ортопироксенитами) описываемые породы, как нам казалось ранее [Кориневский, Кориневский, 2006], ближе всего к породам платиноносного комплекса Урала. Однако полученные нами новые данные по геохимии этих пород не подтверждают такое предположение. В частности, на вариационных диаграммах (рис. 6) их фигуративные точки в большинстве своем располагаются вне полей горнблендитов и габбро массивов платиноносного пояса Урала [Готтман, 2014]. Впечатляющей выглядит разница в радиологическом возрасте сравниваемых пород: для платиноносного комплекса — это 430—400 млн лет [Готтман, 2014], для габброидов из олистолитов в Ильменских горах — это 543—662 млн лет [Русин и др., 2006]. Видимо, в составе глыб из серпентинитового меланжа присутствуют породы разного генезиса. Часть габброидов могла иметь апозклогитовую природу [Кориневский, Кориневский, 2004, 2006]. Повышенные содержания в них Ni и Cr свидетельствуют об их родстве с основными и ультраосновными породами. При формировании протрузий серпентинитового меланжа и его пластическом выжимании вдоль тектонических плоскостей эти генетически разнородные образования могли перемешиваться, образуя кластолиты в меланже, попадая затем в состав олистостромового комплекса. Довольно высокие количества Zr, Nb, Th, U не исключают предположения, что это могут быть и дезинтегрированные фрагменты ультраосновной щелочной интрузии из основания земной коры Урала [Русин и др., 2006]. Учитывая это обстоятельство, было высказано предположение [Русин и др., 2010], что по минеральному составу их можно сопоставлять с гроспидитами, слагающими ксенолиты в кимберлитовых трубках. Авторы этих представлений считают, что гроспидиты устойчивы в интервале давлений от 22.5 до 27



кбар. Аналогия эта во многом гипотетична, но косвенным подтверждением высокобарических условий их формирования является присутствие в клинопироксенах заметного количества (от 1.5 до 7 %) молекул Эскола [Сердюченко, 1982; Кориневский, 2013]. О высоких значениях температуры и давления при образовании описанных пород свидетельствуют и наши данные геотермометрии (табл. 7). Полученные цифры значительно колеблются в зависимости от применяемого метода оценки, но большинство их укладываются в интервалы 8—12 кбар и 490—890 °С, возможно, превышая 1000 °С, подтверждая очень большие глубины их образования. Вместе с тем редкоземельные габброиды Ильменских гор по петрографическим критериям и минеральному составу обнаруживают значительное сходство с роговообманковыми габброидами, ассоциирующими с ультрамафитами в офиолитовых ассоциациях Урала [Ферштатер и др., 2004; Беликова, Салихов, 2007]. Те и другие весьма обогащены Al₂O₃ и CaO, характеризуются высокими содержаниями Sr, присутствием основных плагиоклазов. К числу существенных их отличий можно отнести очень низкие количества РЗЭ в роговообманковых габброидах офиолитовых

Таблица 7. Примерная оценка *P-T* условий образования цоизитовых габбро Ильменских гор

№ пробы	<i>P</i> , кбар			<i>T</i> , °С							
	а	б	в	г	д	е	ж	з	и	к	л
84-А	12	12	12	480	550	545	540	665	750	890	—
84-1	12	12	12	525	490	630	550	890	—	—	—
293-5	8	8	8	550	735	600	790	665	—	—	710

Примечание. Использованы данные по составам сосуществующих минералов из табл. 2. Температуры рассчитаны из цифр средних значений давления. а, б — амфиболовые геобарометры: а — [Hammarström, Zen, 1986]; б — [Schmidt, 1991]; в — среднее из а и б; г—з: гранат-амфиболовый геотермометр: г — [Perchuk, 1990]; д — [Krogh Ravna, 2000]; е — [Wells, 1979]; ж — [Powell, 1985]; з — [Perchuk, Lavrent'eva, 1990]; и, к — амфибол-плагиоклазовый геотермометр: и — [Holland, Blundy, 1994]; к — [Jaques et al., 1982]; л — гранат-клинопироксеновый геотермометр [Powell, 1985]. Прочерк — определения отсутствуют.

ассоциаций (в пределах 5–71 г/т [Ферштатер и др., 2004, табл. 2; Беликова, Салихов, 2007, табл. 1], более высокую железистость последних и меньшее количество Al в них.

Таким образом, редкоземельные габброиды и горнблендиты Ильменских гор не имеют своих полных аналогов среди петрографически сходных пород офиолитовых ассоциаций Урала и платиноносного комплекса. Это более древние образования. Их редкоземельная специфика, возможно, вызвана генетической общностью с породами предполагаемой [Русин и др., 2010] ультраосновной щелочной интрузии из основания земной коры Урала. Ее фрагменты могли попасть в состав обломков при формировании протрузивных масс серпентинитового меланжа.

ВЫВОДЫ

Судя по имеющимся сводкам [Семенов, 2001; Усова, 2001; Михайлов, 2010], месторождения РЗЭ наиболее часто связаны с пегматитами, карбонатитами, гидротермально-метасоматическими образованиями. Нами выявлен новый тип горных пород, которые могут содержать повышенные количества РЗЭ (вместе с иттрием и скандием до 250—1050 г/т). Это гранат-цоизитовые анортитовые габброиды (незначительно метаморфизованные амфиболовые и пироксен-амфиболовые анортитовые габбро) и некоторые горнблендиты, в том числе шпинель-, апатит- и оливинсодержащие. Они характеризуются аномально высокими содержаниями Al_2O_3 , CaO, MgO и весьма низкими количествами SiO_2 , слабым проявлением вторичных изменений, что резко отличает их от известных разновидностей мафитов и ультрамафитов из офиолитовых ассоциаций, но сближает с породами расслоенных интрузивных массивов из основания древних платформ. На Урале эти породы обнажены в виде изолированных блоков в составе пластин серпентинитового меланжа среди метаморфических толщ, а также в виде метаморфизованных глыб и блоков этого же меланжа в олистолитах среди апоосадочной матрицы позднепалеозойской уразбаевской олистостромы [Кориневский, 2013]. На дневной поверхности в ближайшем окружении подобные породы заметных выходов не образуют. Мы полагаем, что они представляют собой отторженцы древних пород основания земной коры Урала, выведенные на поверхность при протрузивном выжимании серпентинитовых масс. Впервые для Урала установлена важная роль цоизита и клиноцоизита как основных концентраторов РЗЭ в описываемых породах. Этому обстоятельству в известных работах по геохимии РЗЭ [Балашов, 1976; Интерпретация..., 2001; Скублов, 2005; Леснов, 2007] внимания не было уделено. Лишь в работе [Hickmott et al., 1992] отмечена ведущая роль цоизита в накоплении легких и средних РЗЭ. Примечательно, что и в этом случае столь высокие содержания РЗЭ наблюдались в гранатовых амфиболитах, слагающих, как и в Ильменских горах, блоки в составе меланжа. Приводимые данные [Frei et al., 2004] для пластовых тел габброидов Матабу (Танзания) говорят о крайне низких содержаниях Σ РЗЭ (0.47—0.49 г/т) в цоизите из них. Цоизиты из глыб эклогитов среди гранатовых слюдястых сланцев покрова Адула в Центральном Альпах также содержат пониженные по сравнению с ильменскими габброидами содержания наиболее распространенных лантаноидов (Σ (Ce, Nd, Sm) = 70—121 г/т [Zack et al., 2002]). Близкие к ильменогорским содержания РЗЭ описаны лишь для цоизитов из пегматитов Вайссенштайна из Германии (767—1044 г/т [Frei et al., 2004]). Сказанным еще раз подчеркивается уникальность описываемых редкоземельных габброидов и горнблендитов Ильменских гор. Значительные массы цоизитсодержащих габброидов в других районах Уральско-Складчатого пояса (уфалейский комплекс, обрамление Войкаро-Сыннинского массива и др.) с учетом наших данных должны быть дополнительно изучены с целью оценки их как возможных концентраторов РЗЭ.

Авторы выражают глубокую благодарность В.А. Котлярову, К.А. Филипповой, М.С. Свиренко, М.Н. Малярёнок, Т.В. Семёновой, Ю.Ф. Мельниковой за проделанную работу по определению состава минералов и горных пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Балашов Ю.А.** Геохимия редкоземельных элементов. М., Наука, 1976, 268 с.
- Беликова Г.И., Салихов Д.Н.** Некоторые особенности геохимии хрома в высокохромистых породах габброидных комплексов зоны Главного Уральского разлома // Геологический сборник № 6. Информационные материалы. Уфа, УфНЦ УрО РАН, 2007, с. 157—164.
- Белковский А.И.** Симплектит-эклогиты Среднего Урала. Свердловск, УрО АН СССР, 1989, 190 с.
- Варлаков А.С., Кузнецов Г.П., Кораблев Г.Г., Муркин В.П.** Гипербазиты вишневогорско-ильменогорского комплекса (Южный Урал). Миасс, ИМин УрО РАН, 1998, 195 с.
- Готтман И.А.** Горнблендиты дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урала: петрология и генезис: Автореф. дис. ... к. г.-м. н. Екатеринбург, ИГиГ УрО РАН, 2014, 42 с.
- Готтман И.А., Пушкарев Е.В.** Геологические данные о магматической природе горнблендитов в габбро-амфиболитовых комплексах урало-алаянского типа // Литосфера, 2009, № 2, с. 78—86.

Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е., Пономарева Л.Г., Савельева Г.Н., Савельев А.А. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск, Наука, 1977, 227 с.

Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М., Наука, 1984, 232 с.

Ефимов А.А., Рябкова Н.И. О природе западной габбро-амфиболитовой зоны Войкаро-Сыньинского массива // *Метаморфические породы в офиолитовых комплексах Урала*. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1979, с. 32—51.

Ефимов А.А., Ефимова Л.А., Маегов В.И. Стронций в плагиоклазе уральских габбро: петрогенетический и прикладной аспекты // *Геохимия*, 1989, № 1, с. 1541—1553.

Интерпретация геохимических данных / Ред. Е.В. Склиаров. М., Интермет Инжиниринг, 2001, 288 с.

Когарко Л.Н. Отношение Ni/Co — индикатор мантийного происхождения магм // *Геохимия*, 1973, № 10, с. 1441—1446.

Кориневский В.Г. Необычная пудинговая структура зерен граната из габбро Ильменских гор на Урале // *Записки РМО*, 2012, № 1, с. 122—133.

Кориневский В.Г., Баженова Л.Ф. Редкие земли в экзотических амфиболитах и кристаллосланцах Ильмен // *Уральский геологический журнал*, 2004, № 6, с. 3—17.

Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. Экзотические амфиболиты Ильменских гор (Южный Урал): состав и геологическая позиция // *Геология и геофизика*, 2004, т. 45 (9), с. 1114—1127.

Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. Новое в геологии, петрографии и минералогии Ильменских гор. Миасс, ИМин УрО РАН, 2006, 102 с.

Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. Фрагменты пород основания земной коры в структуре ильмено-вишневогорского комплекса // *Уральский геологический журнал*, 2014, № 1, с. 68—72.

Кориневский Е.В. Хаотические образования ильменогорского метаморфического комплекса Южного Урала и их природа. Екатеринбург, Миасс, УрО РАН, 2013, 125 с.

Крылова М.Д., Галибин В.А., Крылов Д.П. Главные темноцветные минералы высокометаморфизованных комплексов (вопросы минералогии, петрологии и геохимии). Л., Наука, 1991, 350 с.

Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 1. Новосибирск, Изд-во «Гео», 2007, 403 с.

Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. Ч. 1. М., Наука, 1983, 367 с.

Месторождения антофиллит-асбеста СССР / Ред. И.Ф. Романович. М., Недра, 1976, 247 с.

Михайлов В.А. Редкоземельные руды мира. Геология, ресурсы, экономика. Киев, ИПЦ «Киевский университет», 2010, 223 с.

Попов В.А. Практическая генетическая минералогия. Екатеринбург, УрО РАН, 2011, 167 с.

Русин А.И., Краснобаев А.А., Русин И.А., Вализер П.М., Медведева Е.В. Щелочно-ультраосновная ассоциация Ильменских-Вишневых гор // *Геохимия, петрология, минералогия и генезис щелочных пород: материалы Всероссийского совещания*. Миасс, ИМин УрО РАН, 2006, с. 222—227.

Русин А.И., Медведева Е.В., Вализер П.М., Банева Н.Н. Апогроспидитовая природа анортитовых габброидов Ильменогорской сдвиговой зоны (Южный Урал) // *Магматизм и метаморфизм в истории Земли*. Т. 2. Екатеринбург, УрО РАН, 2010, с. 187—188.

Русин А.И., Вализер П.М., Краснобаев А.А., Банева Н.Н., Медведева Е.В., Дубинина Е.В. Природа гранат-анортит-клинопироксен-амфиболовых пород ильменогорского комплекса (Южный Урал) // *Литосфера*, 2012, № 1, с. 91—109.

Семенов Е.И. Оруденение и минерализация редких земель, тория и урана (лантаноидов и актиноидов). М., Геос, 2001, 307 с.

Сердюченко Д.П. «Молекулы Эскола» в природных и искусственных пироксенах // *Редкие элементы в геологии*. М., Наука, 1982, с. 187—209.

Скублов С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в порообразующих метаморфических минералах. СПб., Наука, 2005, 147 с.

Соболев С.Ф. Редкоземельные элементы в ультраосновных и основных породах Урала // *Геохимия*, 1965, № 4, с. 433—442.

Усова Т.Ю. Редкие металлы и их месторождения // *Соросовский образовательный журнал*, 2001, т. 7, № 11, с. 79—85.

Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург, УрО РАН, 2013, 368 с.

- Ферштатер Г.Б., Беа Ф.** Геохимическая типизация уральских офиолитов // Геохимия, 1996, № 3, с. 195—218.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро М.П., Скэрроу Дж.** Роговообманковые габбро Урала: типизация, геохимические особенности и петрогенезис // Геохимия, 2004, № 7, с. 707—728.
- Frei D., Liebscher A., Franz G., Dulski P.** Trace element geochemistry of epidote minerals // Rev. Mineral. Geochem., 2004, v. 56, № 1, p. 553—605.
- Hammarström J.M., Zen E.-An.** Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer // Amer. Miner., 1986, v. 71, № 11—12, p. 1297—1313.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D.** Nomenclature of the amphibole supergroup // Amer. Miner., 2012, v. 97, p. 2031—2048.
- Hickmott D.D., Sorensen S.S., Rogers P.S.Z.** Metasomatism in a subduction complex: Constraints from microanalysis of trace elements in minerals from garnet amphibolites from the Catalina Schist // Geology, 1992, v. 20, p. 347—350.
- Holland T., Blundy J.** Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contr. Miner. Petrol., 1994, v. 116, p. 433—447.
- Jaques A.L., Blake D.H., Donchak P.J.T.** Regional metamorphism in the Selwyn Range area, northwest Queensland // BMR J. Austral. Geol. Geophys., 1982, v. 7, № 3, p. 181—196.
- Krogh Ravna E.J.** Distribution of Fe²⁺ and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet-hornblende Fe-Mg geothermometer // Lithos, 2000, v. 53, p. 265—277.
- Locock A.J.** An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations // Comp. Geosci., 2014, v. 62, p. 1—11.
- McDonough W.F., Sun S.** The composition of the Earth // Chem. Geol., 1995, v. 120, p. 223—253.
- Neumann E.-R., Sørensen V.B., Simonsen S.L., Johnsen K.** Gabbroic xenoliths from La Palma, Tenerife and Lanzarote, Canary Islands: evidence for reactions between mafic alkaline Canary Islands melts and old oceanic crust // J. Volcan. Geother. Res., 2000, v. 103, p. 313—342.
- Perchuk L.L.** Derivation of thermodynamically consistent system of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks // Progress in metamorphic and magmatic petrology / Ed. L.L. Perchuk. Cambridge University Press, 1990, p. 93—112.
- Perchuk L.L., Lavrent'eva I.V.** Some equilibria involving garnet, orthopyroxene and amphibole as geothermometers and geobarometers for metamorphic rocks // Experiment-89, Informative volume. Moscow, Nauka, 1990, p. 44—45.
- Powell R.** Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised // J. Metamorph. Geol., 1985, v. 3, № 3, p. 231—243.
- Schmidt M.W.** Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650 °C, 3.5—13.0 kbar // Terra Abstracts, 1991, v. 3, № 1, p. 30.
- Wells P.R.A.** *P-T* conditions in the Moines of the Central Highlands, Scotland // J. Geol. Soc. London, 1979, v. 136, p. 663—671.
- Whitney D.L., Evans B.W.** Abbreviations for names of rock-forming minerals // Amer. Miner., 2010, v. 95, p. 185—187.
- Zack T., Foley S.F., Rivers T.** Equilibrium and disequilibrium trace element partitioning in hydrous eclogites (Trescolmen, Central Alps) // J. Petrol., 2002, v. 43, p. 1947—1974.

Рекомендована к печати 17 сентября 2018 г.
Н.Л. Добрецовым

Поступила в редакцию 5 октября 2017 г.,
после доработки — 17 июля 2018 г.