

УДК 55:552.11 (470.5)

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ГОРНБЛЕНДИТОВ В ГАББРО-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ УРАЛО-АЛЯСКИНСКОГО ТИПА

© 2009 г. И. А. Готтман, Е. В. Пушкарев

*Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7
E-mail: gottman@igg.uran.ru*

Поступила в редакцию 10.06.2008 г.

Горнблендиты – существенно амфиболовые породы, широко развитые в дунит-клинопироксенит-габбровых комплексах Урало-Аляскинского типа. Они тесно ассоциируют с ультрамафитами и не проявляют связи с габброидами. С клинопироксенитами горнблендиты имеют постепенные переходы, но встречаются также и в виде жил. В дунитах горнблендиты образуют рои даек или тела эруптивных брекчий. Генезис горнблендитов остается нерешенной петрологической проблемой, связанной с тем, что эти породы, соответствуя по валовому химическому составу пикробазальтам, кристаллизуются в мономинеральную амфиболовую породу, что трудно объяснить с позиций магматической петрологии и часто рассматривается как доказательство их метасоматического происхождения. Изучение геологического положения и взаимоотношения горнблендитов с различными породами в мафит-ультрамафитовых комплексах, проведенное в Кытлымском, Светлоборском, Хабаровском массивах, позволило интерпретировать их генезис как магматический. Важным аргументом магматической природы горнблендитов является существование ультраосновных эруптивных брекчий с горнблендитовым цементом. Образование таких брекчий, предположительно, связано с эксплозивным внедрением остаточного пересыщенного флюидом пикробазальтового расплава и его последующей кристаллизацией в закрытой системе.

Ключевые слова: *магматические горнблендиты, эруптивные горнблендит-периодитовые брекчи, иситы, дунит-клинопироксенит-габбровые комплексы.*

Горнблендиты – практически мономинеральные амфиболовые породы, тесно ассоциированные в природе с дунитами и клинопироксенитами [8, 12, 13]. Как правило, горнблендиты на 85–95% состоят из глиноземистого амфибола – магнезиогастингсита или паргасита, и на 5–15% – из плагиоклаза и акцессорного апатита. Часто в горнблендитах отмечаются клинопироксен, флогопит, титаномagnetит, реже оливин, но их присутствие не является обязательным. Мономинеральные горнблендиты встречаются редко.

Наиболее широко горнблендиты распространены в концентрически-зональных дунит-клинопироксенит-габбровых комплексах Платиноносного пояса Урала и Юго-Восточной Аляски (в ультрамафит-мафитовых комплексах Урало-Аляскинского типа). Нередко с этими породами связаны промышленно значимые скопления титаномagnetитовых руд [23, 28]. Природа горнблендитов парадоксальна так же, как и некоторых других пород, в составе которых резко преобладает один минерал. Мономинеральный состав не является котектическим. Поэтому для таких пород, как дуниты, некоторые типы пироксенитов и т.п. большинством исследователей предполагается сегрегационно-кумулятивное происхождение, связанное с накоплением ранних фаз кристаллизации ультраосновных и

основных расплавов. То есть, состав этих пород, по определению, не может соответствовать составам природных расплавов. Валовой химический состав горнблендитов близок к котектикам в системе Di-An-Fo [31] и к некоторым типам пикробазальтов, анкарамитов и оливиновых габбро. Принципиальных петрологических ограничений для существования расплавов подобного состава не существует. Однако амфиболовый минеральный состав горнблендитов ставит под сомнение их магматическое происхождение, поскольку трудно объяснить, как пикробазальтовый расплав может закристаллизоваться в такую минеральную композицию. Не исключено, что отсутствие рационального объяснения может быть следствием нашего недопонимания явлений, сопровождающих кристаллизацию флюидонасыщенных пикробазальтовых расплавов. Поэтому геологические наблюдения на этом этапе исследований могут стать решающими при интерпретации генезиса горнблендитов, а возможно и стимулировать экспериментальные петрологические исследования, способные объяснить наблюдаемый феномен.

Горнблендиты в дунит-клинопироксенит-габбровых комплексах образуют тела двух морфологических типов. Во-первых, это крупные массивы (горнблендиты-1) часто с постепенными переходами к амфиболовым клинопироксенитам [9, 25].

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в горнблендитах Кытлымского, Светлоборского и Хабарнинского массивов

	1	2	3	4	5	6	7
Компонент	Пе-488	Пе-305	573/770	573/482	Кт-341	Пе-229	Х6-1574
SiO ₂	42.70	44.19	44.23	43.11	41.72	39.81	41.80
TiO ₂	1.86	1.37	1.60	1.50	1.34	1.25	1.20
Al ₂ O ₃	9.23	9.11	9.07	12.52	16.55	10.46	7.96
Fe ₂ O ₃	12.52	5.13	3.20	2.72	3.84	10.83	7.94
FeO	5.60	8.85	9.69	7.54	7.90	2.77	6.24
MnO	0.16	0.18	0.21	0.10	0.19	0.12	0.24
MgO	10.55	12.91	12.53	13.38	7.75	15.20	16.91
CaO	13.11	12.74	12.66	12.44	13.06	12.51	10.85
Na ₂ O	0.95	2.25	1.25	1.30	2.28	2.15	1.46
K ₂ O	0.40	0.29	0.70	1.32	0.48	1.17	0.86
P ₂ O ₅	0.05	0.04	0.17	0.01	0.37	0.06	0.27
ппп	1.53	1.78	3.00	2.41	3.02	2.16	4.05
сумма	99.38	98.93	98.31	98.35	98.50	98.82	99.86
Li	н/о	н/о	7.80	3.90	н/о	н/о	н/о
Rb	2.52	1.80	4.94	18.13	2.36	4.55	7.46
Cs	0.03	0.02	0.11	0.34	0.04	0.01	0.58
Be	0.20	0.22	0.65	0.38	0.28	0.30	0.75
Sr	196	191	216	363	467	410	153
Ba	45	25	73	290	31	101	64
Sc	85.5	57.9	88.8	104.3	38.6	64.0	59.6
V	829	451	608	630	364	345	348
Cr	327	719	524	142	174	313	541
Co	81	62	53	69	44	50	46
Ni	78	198	138	147	31	157	92
Cu	216	61	124	131	98	24	97
Zn	74	64	100	42	78	42	66
Ga	14.8	12.0	15.0	13.1	17.5	11.7	10.7
Y	19.4	19.5	22.4	13.0	21.3	14.1	19.6
Nb	0.68	0.68	3.51	1.30	1.11	0.80	2.04
Ta	0.04	0.05	0.22	0.10	0.07	0.05	0.11
Zr	20.08	19.94	29.09	25.27	26.74	24.61	44.07
Hf	0.89	0.72	1.30	1.02	1.12	1.14	1.43
Mo	0.19	0.30	0.63	0.20	0.29	0.32	0.23
Pb	0.68	1.14	5.66	2.40	0.63	0.79	3.40
U	0.13	0.04	0.28	0.28	0.04	0.03	0.43
Th	0.44	0.12	0.27	0.54	0.09	0.07	1.48
La	1.70	1.63	7.01	3.30	3.22	2.85	5.70
Ce	5.45	5.82	22.65	10.59	9.74	9.43	18.04
Pr	1.06	1.17	3.59	1.71	1.87	1.77	2.47
Nd	6.25	7.93	17.84	9.74	12.14	12.30	12.95
Sm	2.38	2.57	4.87	2.95	3.18	3.33	3.52
Eu	0.86	0.90	1.39	0.95	1.02	1.06	0.90
Gd	2.86	2.83	4.78	2.99	3.11	2.97	3.28
Tb	0.48	0.48	0.75	0.44	0.51	0.44	0.56
Dy	3.09	3.31	4.23	2.82	3.77	2.84	3.38
Ho	0.70	0.72	0.91	0.56	0.79	0.55	0.83
Er	1.78	1.75	2.30	1.44	1.72	1.14	2.10
Tm	0.26	0.25	0.34	0.19	0.28	0.16	0.26
Yb	1.49	1.49	32.04	1.14	1.63	1.00	1.91
Lu	0.22	0.20	0.28	0.16	0.21	0.13	0.27

Примечание. 1–4 – цемент брекчий, 5–8 – дайки. Массивы: Кытлымский – 1, 2, 5; Светлоборский – 6; Хабарнинский – 3, 4, 7.

Наиболее крупное горнблендитовое тело, длиной 8–9 км и шириной до 1 км залегает в Ревдинском массиве Платиноносного пояса Урала и вмещает Первоуральское месторождение титаномагнетитовых руд [24]. Титаномагнетитовые горнблендиты, образующие значительные по площади участки и зоны в рудных клинопироксенитах, широко развиты в Качканарском и других массивах ППУ. Этот тип горнблендитов характеризуется такситовыми

текстурами и, часто, пегматоидными структурами. Горнблендиты секутся жилами пегматоидных меланократовых амфиболовых габбро и, так называемых, гусевитов – мелкозернистых меланократовых плагиоклаз-клинопироксен-амфиболовых пород. Горнблендиты второго морфологического типа (горнблендиты-2) образуют многочисленные жилы, секущие богатые оливином ультраосновные породы – дуниты и верлиты, а также связанные с

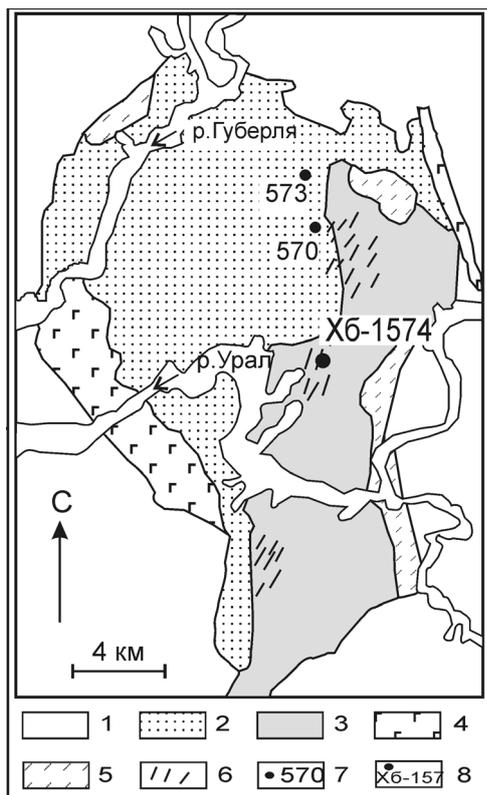


Рис. 1. Схема геологического строения Хабаровинского ультрамафитово-мафитового массива на Южном Урале (по данным ПГО «Оренбурггеология»). 1 – вмещающие вулканогенные-осадочные и метаморфические породы галеозоя, 2 – офиолитовый дунит-гарцбургитовый комплекс, 3 – восточно-хабарнинский дунит-клинопироксенит-вебстерит-габбро-норитовый комплекс, 4 – аккермановский верлит-габбро-плагиогранитный комплекс, 5 – амфиболиты, 6 – дайки горнблендитов (размер вне масштаба), 7 – положение глубоких скважин, 8 – место отбора проб (см. табл. 1).

ними хромититы и весьма редко – клинопироксениты и габброиды. Мощность таких жил варьирует от 1 см до первых метров. Как правило, структура жильных горнблендитов мелкозернистая. Жильные горнблендиты по месту их первоначального описания получили название иситы (река Ис на Среднем Урале [27]), которое довольно прочно вошло в геологическую литературу, в том числе и в международную (issite) [11]. Более подробную информацию о геологическом положении и распространении горнблендитов на Урале можно найти в опубликованных работах [1, 7, 9, 23, 25 и др.].

Как показали исследования, несмотря на различия в формах геологического залегания, горнблендиты двух выделенных выше типов, имеют сходный и весьма постоянный химический состав, на что обратил внимание еще А.Н. Заварицкий [8]. Естественно, что он определяется составом порообразующего амфибола, количество которого составляет в среднем 85–95%. Во всех изученных нами случаях амфибол представлен высокоглино-

земистым паргаситом или магнезиогастингситом ($C_{AB} \geq 1.5$; $(Na + K)_A \geq 0.50$; $Ti < 0.5$) с содержанием $Al_2O_3 = 12–15$ мас. % и переменной железистостью [29]. Горнблендитовый амфибол по составу практически идентичен интерстициальному амфиболу клинопироксенитов, статистически отличаюсь от него более высокой железистостью. Породы характеризуются следующими вариациями главных компонентов: $SiO_2 = 38–44\%$, $Al_2O_3 = 8–16\%$, $MgO = 11–14\%$, $Na_2O + K_2O = 1.5–3\%$ (табл. 1). По составу они попадают в поле пикробазальтов – пикритов [30]. Близкими два типа горнблендитов оказываются и по концентрациям, и по характеру распределения редких и редкоземельных элементов, что, несомненно, свидетельствует об их генетическом родстве [3]. Ниже мы рассмотрим особенности геологического залегания горнблендитов, которые позволяют интерпретировать эти породы как магматические образования.

Такие наблюдения были выполнены на Среднем и Северном Урале в Кытлымском и Светлоборском массивах Платиноносного пояса и на Южном Урале – в Хабаровинском полиформационном мафит-ультрамафитовом аллохтоне. Геологическое строение этих массивов, их региональная позиция, состав пород и минералов описаны в многочисленных публикациях [7, 9, 15 и др.] и здесь опускаются.

Все горнблендиты, имеющие геологические признаки активного магматического внедрения, залегают либо в виде жил или даек различной мощности и протяженности, либо слагают цемент эруптивных брекчий. Жильные горнблендиты распространены повсеместно, а брекчии были установлены нами в Кытлымском и в Хабаровинском массивах. Нередко горнблендит-перидотитовые брекчии и жильные горнблендиты залегают вместе, в одних обнажениях и не отличаются друг от друга по минеральному и химическому составу, поэтому мы предполагаем, что наблюдаемые морфологические различия связаны с кинетикой внедрения.

Эруптивные горнблендит-перидотитовые брекчии и жильные горнблендиты Хабаровинского массива преимущественно залегают среди дунитов восточно-хабарнинского дунит-клинопироксенит-вебстерит-габбро-норитового комплекса (ВХК) [15], где формируют крупные жильные рои, протяженностью до нескольких километров (рис. 1). Видимая длина отдельных даек варьирует от нескольких метров до ста метров, при мощности от нескольких сантиметров до 2–3 м. Горнблендитовые дайки прорывают не только дуниты, но и приуроченные к ним хромитовые руды, что можно наблюдать в стенках разведочных выработок на хромитовых месторождениях «Карьер-9» и «Карьер-2», северо-западного и главного хромитоносного поля, соответственно [10]. Так, на «Карьере-9» залегающие субгоризонтально полосчатые хромитовые руды пересекаются несколькими вертикальными горнблендитовыми

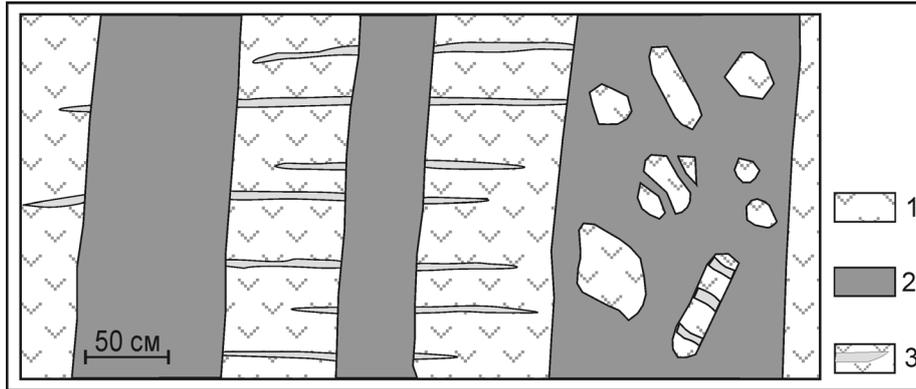


Рис.2. Зарисовка южной стенки разведочной выработки “Карьер-9”. Дайки горнблендитов секут дуниты с полосчатыми хромитовыми рудами. Одна из даек содержит ксенолиты вмещающих пород (мощность вне масштаба).

1 – дуниты, 2 – горнблендиты, 3 – хромитовые шпирь в дунитах.

дайками мощностью от 0.5 до 1.5 м (рис. 2). Контакты даек с дунитами и рудами резкие. В контакте с ультрамафитами горнблендиты имеют мелкозернистую структуру, а в центре тел среднезернистую, более раскристаллизованную. Одна из даек содержит большое количество ксенолитов дунитов и хромитов, т.е. представлена эруптивной брекчией. При этом полосчатость в ксенолитах хромитов развернута произвольно, что свидетельствует об активном внедрении горнблендитов. Размер ксенолитов варьирует от полуметра до 0.5–1 см. Вокруг ксенолитов дунитов образуются реакционные каймы, сложенные флогопитом, амфиболом и ортопироксеном. В южной части Хабаровинского массива нами были отмечены редкие дайки горнблендитов, секущие клинопироксениты ВХК.

Другой областью развития горнблендитовых жил и брекчий является зона контакта ВХК и пе-

ридитов офиолитового дунит-гарцбургитового комплекса, слагающего центральное ядро массива. Тела брекчий мощностью от первых метров до нескольких десятков метров вскрываются глубокими скважинами №№ 570, 573 и др., пробуренными в северо-восточной части массива [15, 17]. Количество перидотитовых обломков составляет в среднем 20–30%. Преобладающий размер ксенолитов 2–10 см, форма уплощенная или остроугольная (рис. 3). Для уплощенных обломков характерна ориентировка, совпадающая с общим направлением залегания геологических тел. По минеральному составу среди ксенолитов выявлены метагарцбургиты и металерцолиты, амфиболовые дуниты, верлиты и клинопироксениты, т.е. ксеногенный материал представлен ультраосновными породами двух комплексов – офиолитового дунит-гарцбургитового и восточно-хабарнинского дунит-клинопироксенит-



Рис. 3. Фотография горнблендит-перидотитовой брекчий из керна скважины № 570, глубина 327 м (Хабарнинский массив). Ксенолиты перидотитов (темно-серое), горнблендитовый цемент (светло-серая матрица).

вебстерит-габброноритового. Перидотиты часто несут следы интенсивных деформаций и перекристаллизации вплоть до образования ненапряженных необластов ортопироксена, клинопироксена и оливина. На контакте ультраосновных ксенолитов и цементирующей горнблендитовой массы возникают реакционные каймы зонального строения, мощностью 1–3 мм [5]. Внутренняя зона сложена мономинеральным агрегатом ортопироксена, следующая представлена тальк-серпентиновым парагенезисом, после которой следует зона, обогащенная флогопитом и мелкозернистым агрегатом

амфибола. Воздействие на перидотитовые ксенолиты со стороны горнблендитов проявляется и в закономерном увеличении железистости породообразующего оливина, и в изменении состава акцессорного хромшпинелида от центральных к краевым зонам ксенолитов [5, 19]. Глубина этой проработки составляет обычно 2–3 см.

Эруптивные горнблендит-перидотитовые брекчии и жильные горнблендиты в Кытлымском массиве наиболее широко развиты в его северо-западном эндоконтакте, где вскрываются каньоном р. Крутобереговая на протяжении, примерно 200 м (рис. 4). Однако по нашим данным, интрузивные тела горнблендитов распространяются дальше на юг и юго-восток и выходят на поверхность по северному склону горы Тылайский Камень и северо-западному склону Конжаковского Камня, а также в седле между этими вершинами, где они секут клинопироксенит-тылаитовую зону переслаивания, хотя среди ксенолитов присутствуют также и дуниты. Более того, в глыбовом аллювии р. Гаревая, имеющей юго-западный сток и расположенной примерно в 5 км южнее р. Крутобереговой, постоянно присутствуют фрагменты таких брекчий, что свидетельствует о еще более широком распространении интрузивных горнблендитов в Кытлымском массиве.

Зона развития брекчий на реке Крутобереговая была подробно описана нами ранее [18]. Отметим здесь несколько важнейших особенностей геологического строения зоны, имеющих генетическое значение. Так, установлено, что горнблендиты занимают вполне определенное геологическое положение. Они входят в состав клинопироксенит-горнблендит-меланогаббровой серии, породы которой не несут

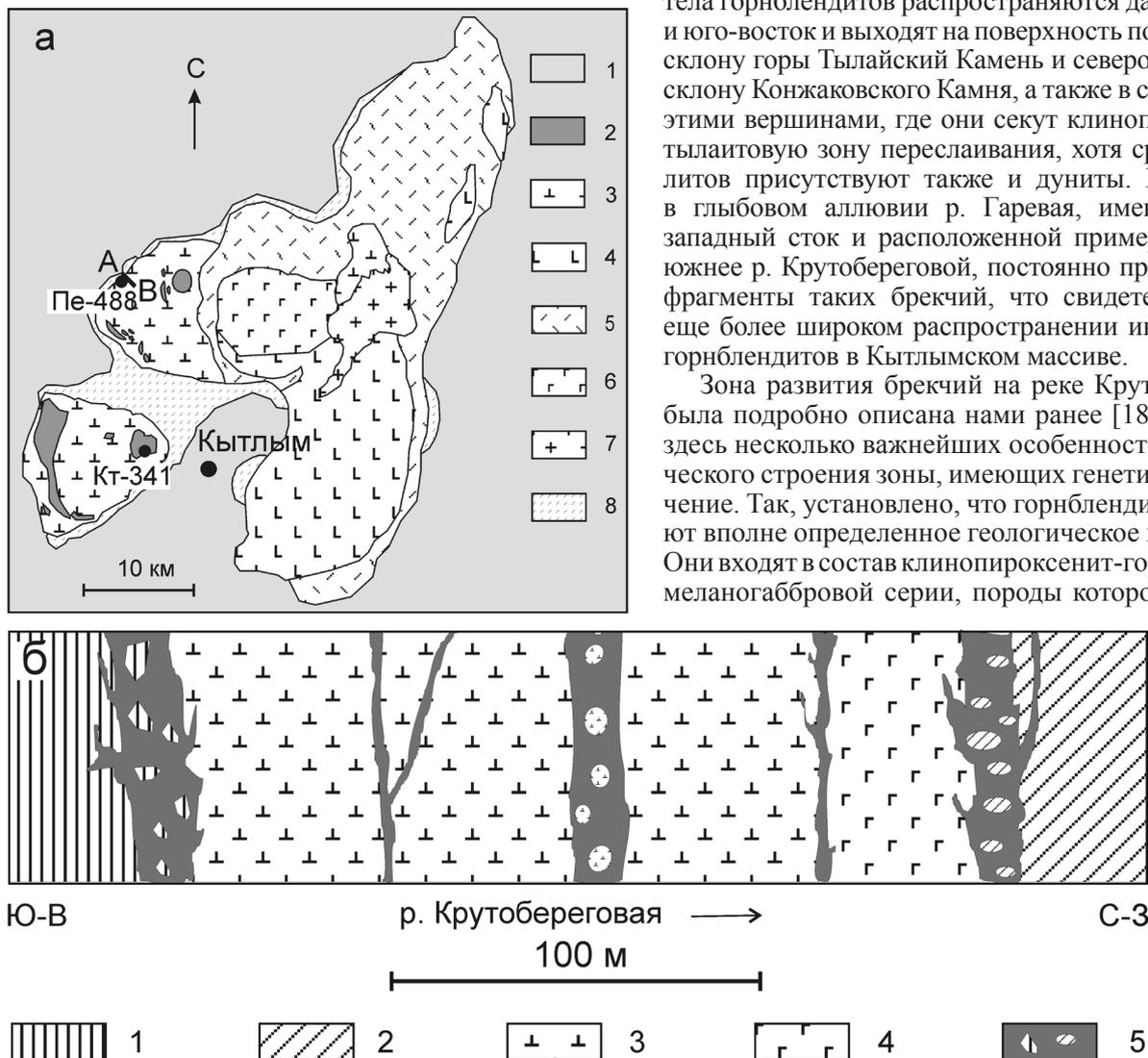


Рис. 4. Схема геологического строения Кытлымского дунит-клинопироксенит-габбрового массива [6] (а) и интрузивной зоны в верховьях р. Крутобереговая (б) (упрощено, вне масштаба, примерное расстояние между С-3 и Ю-В контактами зоны с тылаитами и кытлымитами составляет 200 м).

а: 1 – вмещающие вулканогенно-осадочные и метаморфические породы нижнего и среднего палеозоя, 2 – дуниты, 3 – клинопироксениты и тылаиты, 4 – оливиновое габбро, 5 – габбро-нориты, 6 – амфибол-клинопироксеновые габбро, 7 – гранитоиды, 8 – кытлымиты (контактные роговики); Пе-488, Кт-341. А–В – линия разреза (б).

б: 1 – тылаиты ранней деформированной дунит-клинопироксенит-тылаитовой серии Кытлымского массива, 2 – кытлымиты, 3 – пойкилитые оливин-амфиболовые клинопироксениты, 4 – порфиroidные амфибол-клинопироксеновые меланогаббро, 5 – горнблендитовые дайки и тела полимиктовых эруптивных брекчий с горнблендитовым цементом.

следов деформаций и формируют жилы и тела брекчий в деформированных, и переслаивающихся друг с другом клинопироксенитах и тылаитах. Брекчии имеют полимиктовый характер. Среди ксенолитов преобладают дуниты и верлиты, отсутствующие среди вмещающих пород непосредственного окружения, реже отмечаются ксенолиты деформированных клинопироксенитов и тылаитов, фрагменты недеформированных пироксенитов и титаномагнетитовых руд. Обнаружены единичные ксенолиты тонкополосчатых амфибол-плагиоклазовых роговиков (кытлымитов), которые развиты в обрамлении Кытлымского массива (рис. 5). Характерной особенностью горнблендитовых брекчий является их высокая насыщенность ксеногенным материалом. Количество обломков может достигать 60–70%. Естественно, что такое обилие твердого ксеногенного материала делает проблематичным магматическое внедрение горнблендитов, даже, если допустить, что они представляли собой в этот момент расплав. Размер ксенолитов резко варьирует от первых миллиметров до нескольких десятков сантиметров. Форма ксенолитов бывает остроугольной и округлой. В одном из обнажений наблюдаются крупные до 0.5 м, овальные блоки клинопироксенитов в крупнозернистых горнблендитах (рис. 6). Контакт между породами всегда резкий. Отмечаются и маломощные горнблендитовые жилы, наполненные остроугольными обломками пироксенитов. Самыми молодыми породами в каньоне реки Крутобереговая являются, так называемые, гусевиты [23] – мелкозернистые меланократовые плагиоклаз-амфибол-клинопироксеновые породы, сходные по химическому составу с тылаитами. Они образуют жилы и дайки, секущие все перечисленные выше породы и тела брекчий (рис. 7). Эти данные свидетельствуют о том, что в северо-западной части Кытлымского массива развит многофазный интрузивный комплекс, состоящий из двух последовательно формирующихся серий, в каждой из которых присутствуют ранние клинопироксениты. Горнблендиты и горнблендит-перидотитовые брекчии приурочены только к более молодой серии пород.

Помимо северо-западного блока массива, жильные горнблендиты довольно часто встречаются в Косьвинском дунитовом теле на горе Косьвинский Камень [7], где они пересекают дуниты и связанные с ними хромитовые сегрегации. По нашим данным, мощность жил варьирует от первых сантиметров до 0.5 м. Широко распространены оливинные и оливин-клинопироксеновые горнблендиты.

Жильные горнблендиты в массиве Светлый Бор приурочены к центральной части дунитового тела. Они образуют рои вертикальных даек субмеридионального простирания, мощностью от первых сантиметров до метра. Наиболее интересные обнажения вскрыты по линии газопровода, по обоим берегам р. Ис, к северу от дер. Косья (рис. 8). На-

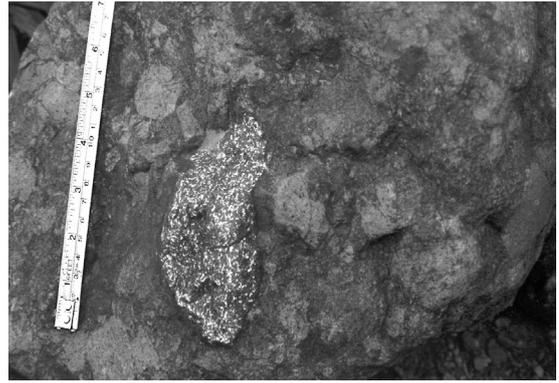


Рис. 5. Горнблендит-перидотитовая брекчия с ксенолитом амфибол-плагиоклазовых роговиков (кытлымитов), р. Крутобереговая.



Рис. 6. Округлые ксеноблоки недеформированных оливинных клинопироксенитов в горнблендитах р. Крутобереговая.

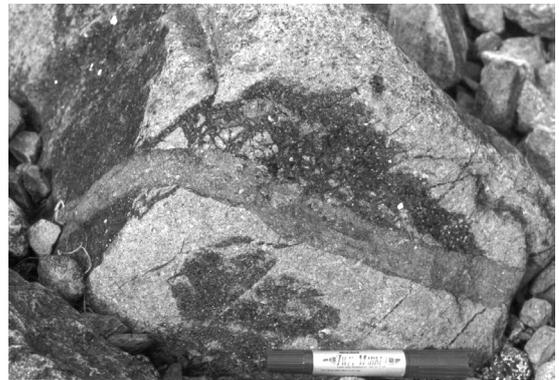


Рис. 7. Дайка гусевитов, секущая, клинопироксениты и горнблендит-перидотитовые брекчии р. Крутобереговая.

сыщенность разреза дайками велика, иногда насчитывается до 2–3 даек на один метр. В горнблендитах отмечаются редкие ксенолиты дунитов, клинопироксенитов и хромититов, но брекчии, аналогичные кытлымским или хабарнинским, не обнаружены. В краевых зонах дунитового тела жильные горнблендиты встречаются редко. Горнблендиты Светлого Бора характеризуются достаточно простым и

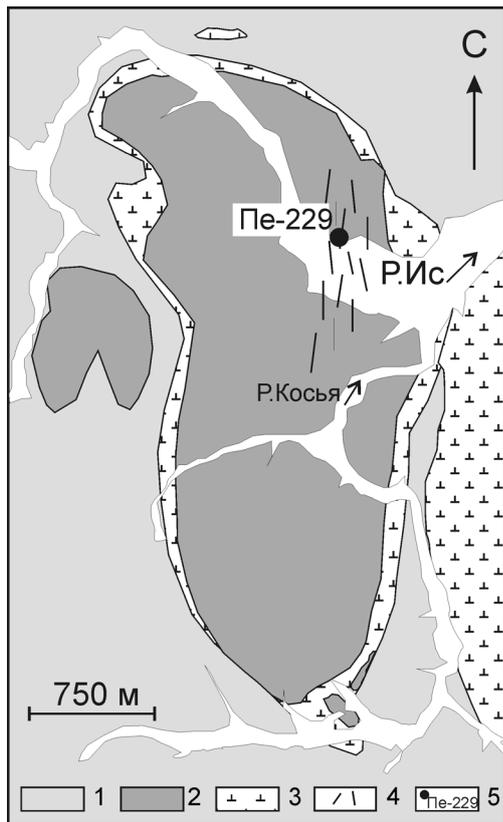


Рис. 8. Упрощенная схема геологического строения дунит-клинопироксенитового массива Светлый Бор [2].

1 – вмещающие вулканогенно-осадочные и метаморфические породы палеозоя, 2 – дуниты, 3 – клинопироксениты, 4 – дайки горнблендитов (размер вне масштаба), 5 – место отбора проб (см. табл. 1).



Рис. 9. Взаимоотношения клинопироксенитов двух генераций и жильных горнблендитов в дунитах массива Светлый Бор.

1 – жильный клинопироксенит с сегрегациями хромита, 2 – поздний жильный клинопироксенит, 3 – жильный горнблендит.

устойчивым минеральным составом. Преобладают плагиоклаз-амфиболовые породы, в которых количе-

ство полевого шпата не превышает 10%. Обычным аксессуарным минералом является апатит. Встречаются горнблендиты с примесью клинопироксена и флогопита. О.К. Ивановым описаны горнблендиты, обогащенные флогопитом и апатитом [9].

В массиве Светлый Бор хорошо видно, что горнблендиты формируются после того, как образовались хромитовые сегрегации и разнообразные клинопироксенитовые жилы в дунитах (рис. 9), часть из которых имеет признаки высокотемпературного метасоматического происхождения. Следовательно, горнблендиты образуются на завершающих стадиях эволюции ультрамафитов, вероятно, при переходе от пластических к хрупким деформациям.

Итак, суммируем данные о геологическом положении и взаимоотношениях горнблендитов с окружающими породами, позволяющие судить о их генезисе: 1. Жильные горнблендиты и горнблендит-перидотитовые брекчии, приурочены главным образом к дунитам и другим богатым оливином породам. В клинопироксенитах они встречаются редко, а в габброидах – еще реже. 2. Массивные горнблендиты пространственно тяготеют к клинопироксенитам, с которыми иногда имеют постепенные переходы. 3. Ксеногенный материал в брекчиях с горнблендитовым цементом имеет полимиктовый характер, отражающий активное внедрение амфиболовых пород. 4. Жильные горнблендиты не выходят за пределы ультраосновных тел, хотя, очень редко, и содержат ксенолиты апобазальтовых роговиков (кытлымитов), следовательно, их становление тесным образом связано с эволюцией ультраосновных пород и, вероятно, происходило на более глубоком уровне, по сравнению с современным залеганием ультраосновных тел. 5. На границе горнблендитов и перидотитовых ксенолитов возникают высокотемпературные зоны реакционного преобразования ультрамафитов, что свидетельствует о высокой реакционной способности горнблендитов. 6. Количество ксеногенного материала в брекчиях с горнблендитовым цементом может достигать 60–70%, что противоречит внедрению горнблендитов в виде магматического расплава. 7. Состав горнблендитового амфибола близок к интерстициальному амфиболу клинопироксенитов, но статистически характеризуется более высокой железистостью. Дайки горнблендитов в клинопироксенитах крайне редки.

Обсуждая вопрос происхождения горнблендитов, следует сказать, что в настоящее время, существует три альтернативные точки зрения на генезис горнблендитов, принципиально различающиеся по механизму образования амфибола и источнику флюида: 1) реакционная, 2) реакционно-метасоматическая, 3) магматическая.

Согласно моделям 1 и 2, генезис горнблендитов есть результат развития амфибола по клинопироксену (пироксенитовый субстрат) или по темноцветным минералам и плагиоклазу (габбровый субстрат)

соответственно, в позднемагматическую и эпигенетическую стадию становления пород в результате реакции с собственным остаточным флюидом (внутренний источник флюида), либо под действием флюида, связанного с внедрением более молодых интрузий габброидов и гранитоидов (внешний источник флюида) [1, 6, 8, 9, 23, 25 и др.]. Если рассматривать лишь более узкую проблему формирования амфибола, то первая модель, соответствует в целом, так называемому, кристаллизационно-реакционному ряду Боуэна [26]. При интерпретации генезиса пород возникают и другие проблемы. Так, образование горнблендитов по клинопироксенитам требует не только привноса огромного количества флюида, но и колоссального перераспределения компонентов, что вводит существенные ограничения в масштабы таких природных реакций. Формирование горнблендитов по оливиновым габбро, в первом приближении, требует только дополнительного флюида. Однако не замечено, чтобы крупные массивы оливиновых габбро сопровождались значительными объемами горнблендитов, которые, как уже отмечалось выше, пространственно ассоциированы с клинопироксенитами и дунитами. Имеются и другие наблюдения, не позволяющие широко применять реакционно-метасоматическую модель для объяснения генезиса горнблендитов. Например, хорошо известные амфиболовые каймы вокруг ксенолитов клинопироксенитов, захваченных габброидами и гранитоидами, несомненно, имеют реакционно-метасоматическую природу. Такие брекчии широко развиты в мафит-ультрамафитовых комплексах Платиноносного пояса Урала и в других местах [8, 25]. Изучение состава реакционного амфибола, проведенное нами на разных объектах, показало, что он соответствует умеренно- и низкоглиноземистым роговым обманкам и существенно отличается по составу от амфибола горнблендитов, что делает маловероятным применение подобной модели для объяснения генезиса горнблендитов [4].

По магматической модели горнблендиты образуются из остаточной флюидонасыщенной магмы, отделившейся от клинопироксенитов на заключительных этапах их кристаллизации. Амфибол при этом кристаллизуется непосредственно из расплава сходного состава [20–22]. Почему идет кристаллизация только одного амфибола вместо котектической минеральной ассоциации, эти гипотезы объяснения не дают.

Приведенные выше данные о геологическом положении горнблендитов и взаимоотношении их с породами окружения свидетельствуют, на наш взгляд, об активном внедрении горнблендитов, которое сопровождается термальным воздействием на вмещающие породы. Такие особенности характерны для магматических пород. Однако непонятным остается генезис полимиктовых брекчий с горнблендитовым цементом, где доля ксеногенного

материала может существенно превышать объем цементирующей породы (расплава?). Можно лишь предположить, что природа таких брекчий эксплозивная, связанная с взрывными явлениями, сопровождающими эволюцию пересыщенных флюидом основных расплавов, заключительных продуктов дифференциации пикритобазальтовых (тылаитовых или анкарамитовых) магм в комплексах Урало-Аляскинского типа [22]. Объемы таких магм незначительные, поэтому явления носят локальный характер и не выходят за пределы ультраосновных тел. Кристаллизация амфибола вместо котектической ОI-Срх-PI ассоциации, вероятно, связана с высокой кинетикой реакции расплава и флюида на фоне резкого снижения общего давления при эксплозивных явлениях или при внедрении горнблендитов в открывающиеся трещины. Пикритобазальтовый валовой химический состав расплава, соответствующий горнблендитам, должен иметь низкую вязкость, а если он насыщен флюидом, то его вязкость понижается еще более значительно [14]. Реакционно-кинетические явления, сопровождающие процесс кристаллизации такого расплава в условиях резкого сброса давления, до конца еще неизвестны и могут оказать решающее влияние и на морфологию тел и на их минеральный состав.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант № 09-05-00911-а и программы интеграционных проектов УрО-СО РАН 2008.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 319 с.
2. Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исковского и Нижне-Тагильского районов на Урале. СПб: Тр. Геол. Комитета. Нов. сер. Вып. 62. 1913. 694 с.
3. Готтман И.А. О геохимических особенностях уральских горблендитов // Ежегодник-2003. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 279–282.
4. Готтман И.А., Пушкарев Е.В. Реакционные амфиболовые каймы вокруг ксенолитов клинопироксенитов: генетические следствия, основанные на изучении состава амфибола // Ежегодник-1996. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. С. 98–101.
5. Готтман И.А., Пушкарев Е.В., Вилисов В.А. Реакционное взаимодействие перидотитов с флюидонасыщенными расплавами основного состава (на примере Хабарнинского массива) // Ежегодник-1997. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 71–76.
6. Ефимов А.А. Высокотемпературный водный метаморфизм в Платиноносном поясе Урала: тектонический режим и метаморфические реакции // Актуальные проблемы магматической геологии, петрологии и рудообразования. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. С. 150–156.
7. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 336 с.
8. Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 479 с.

9. *Иванов О.К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Уральский госуниверситет, 1997. 327 с.
10. *Кашин С.А., Федоров В.Л.* Хромитовые месторождения Хабаровинского ультраосновного массива // Хромиты СССР. М-Л.: АН СССР, 1940. С. 199–284.
11. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. М.: Недра, 1997. 248 с.
12. Магматические горные породы. Т. 3. Основные породы / Ред. В.В. Шарков. М.: Наука, 1985. 587 с.
13. Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы / Ред. Е.Е. Лазько и В.В. Шарков. М.: Наука, 1988. 508 с.
14. *Персигов Э.С.* Вязкость магматических расплавов. М.: Наука, 1984. 160 с.
15. Петрология постгарцбургитовых интрузивов Кемпирсайско-хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал) / П.А. Балькин, Э.Г. Конников, А.П. Кривенко и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 160 с.
16. *Попов В.С., Никифорова Н.Ф.* Ультрамафиты, габброиды и титаномагнетитовые руды Качканара (Средний Урал): интегральная петрологическая модель // Геохимия. 2004. № 1. С. 15–32.
17. *Пушкарев Е.В.* Геологическое строение Хабаровинского 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.
18. *Пушкарев Е.В., Прибавкин С.В., Богатов В.И. и др.* Геологические свидетельства трех стадий формирования клинопироксенитов и связанных с ними основных пород в Платиноносном поясе Урала. // Ежегодник-2000. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. С. 85–89.
19. *Смирнов С.В.* Изменение состава оливина в ксенолитах метагарцбургитов // Ежегодник-1988. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1989. С. 117.
20. *Тейлор Х.П., Нобл Дж.А.* Происхождение магнетита в зональных ультрамафитовых комплексах Юго-Восточной Аляски // Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973. С. 151–171.
21. *Феритатер Г.Б., Беа Ф., Пушкарев Е.В. и др.* Новые данные по геохимии Платиноносного пояса Урала: вклад в понимание Петрогенезиса // Геохимия. 1999. № 4. С. 352–370.
22. *Феритатер Г.Б., Пушкарев Е.В.* Магматические клинопироксениты Урала и их эволюция // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 3. С. 13–23.
23. *Фоминых В.Г., Краева Ю.П., Ларина Н.В.* Петрология и рудогенезис Качканарского массива. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1987. 179 с.
24. *Фоминых В.Г., Латыш И.К., Шилов В.А.* Ревдинский массив и его титаномагнетитовые руды // Минералогия и геохимия железорудных месторождений Урала. Тр. ИГиГ УНЦ АН СССР. Мин. сборник № 11. Свердловск, 1974. С. 43–80.
25. *Фоминых В.Г., Самойлов П.И., Максимов Г.С., Макаров В.А.* Пироксениты Качканара // Свердловск: УФАН СССР, 1967. 84с.
26. *Bowen N.L.* The reaction principle in petrogenesis. *J. Geol.* 1922. V. 30. P. 177–198.
27. *Duparc L., Pamfil G.* Sur l'issite une nouvelle roche filonienne dans la dunite // *Comp. Rend. Acad. Sci., I. CLI. Paris.* 1910. 136 p.
28. *Himmelberg G.R., Loney R.A.* Characteristics and petrogenesis of alaskian-type ultramafic-mafic intrusions, Southeastern Alaska. Reston: US Geol. Surv. Profes. Pap. 1995. 47 p.
29. *Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al.* Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International mineralogical association, Commission on new minerals and mineral names // *Canadian Mineralogist.* 1997. V. 35. P. 219–246.
30. *Le Bas M.J.* IUGS Reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks // *J. Petrol.* 2000. V. 41. № 10. P. 1467–1470.
31. *Presnall C.D., Dixon S.A., Dixon J.R. et al.* Liquidus phase relation on the join diopside-forsterite-anorthite from 1 atm to 20 kbar: their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1978. V. 66. № 2. P. 203–220.

Рецензент А.Е. Изох

Geological data on magmatic origin of hornblendite in the Ural-Alaska type gabbro-ultramafic complexes

I. A. Gottman, E. V. Pushkarev

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

Hornblendite is the mostly amphibole rock, widespread in the Ural-Alaska type dunite-clinopyroxenite-gabbro complexes. It is genetically related with ultramafites but hasn't relations with gabbro. Hornblendite forms veins in dunite and clinopyroxenite, but also pass to the last ones. In some dunite bodies hornblendite forms dyke swarms and eruptive breccia. Genesis of hornblendite is one of unsolved petrological problem. According to whole chemical composition this rock corresponds to picobasalt, but it crystallizes as a monomineralic amphibole rock, which assumed as an evidence of its metasomatic origin. The geological setting and relationships of hornblendite with different rocks in the Kytlym, Svetly Bor and Khabarny mafic-ultramafic complexes allowed assuming the magmatic origin of this rock. The most important proof is the existence of ultramafic breccia with the hornblendite cement. We suggest that this breccia genesis relates with the eruption of fluid rich picobasalt melt followed by its crystallization under the closed conditions.

Key words: *magmatic hornblendite, eruptive hornblendite-peridotite breccia, issite, dunite-clinopyroxenite-gabbroic complexes.*