

УДК 549.6 (470.55)

© Д. чл. УАГН В. А. Попов

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ФЛОГОПИТ-АМФИБОЛОВЫХ ПЕГМАТИТОВ

КОПИ № 13 ИЛЬМЕНСКИХ ГОР

Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

© Popov V. A.

ORIGIN OF PHLOGOPITE-AMPHIBOLE PEGMATITES FROM THE 13-TH MINE, ILMENSKY MOUNTAINS

Автореферат

Флогопит-амфиболовая жила крупно-гигантозернистой структуры является телом заполнения полости. Жила сечет несколько мелких даек флогопит-амфиболового состава среднезернистой структуры, имеющих резкие контакты с вмещающими гнейсами и амфиболитами. Акцессорными минералами в жиле и в дайках являются монацит, циркон, апатит, торит и хромит, которые имеют индукционные поверхности одновременного роста с породообразующими минералами. Вследствие отсутствия признаков перекристаллизации и метасоматоза пегматитовая жила и флогопит-амфиболовые даечки отнесены к телам магматического происхождения формации щелочных ультрамафитов. В карбонатитах с энстатитом и оливином впервые в России найден карлостуранит как волокнистая псевдоморфоза по оливину.

Табл. 1. Рис. 3. Библ. 6.

Ключевые слова: щелочные ультрамафиты, пегматит, карбонатит, карлостуранит.

Abstract

Mineral of composition peculiarities and order of mineral bodies forming at the 13-th mine testify that phlogopite-amphibole pegmatite vein belongs to alkali-ultramafite formation of magmatic rocks. Carlosturanite as fibrous pseudomorphose after olivine was found in carbonatite.

Флогопит-амфиболовую жилу крупно-гигантозернистого строения, вскрытую копьей № 13 на левом берегу р. Черемшанки в 19 веке, А. Н. Заварицкий отнес к сиенитовым пегматитам [2], развитым преимущественно в фенитовом ореоле миаскитового массива. Жила рассматривалась Н.М. Успенским как горн-

блендит-пегматит [6], возникший метасоматическим путем. Позднее, в 1976 г., А.Г. Баженовым и Б. Н. Ивановым эта жила предположительно отнесена к продуктам метаморфизма ультрабазитов [1, с. 136] на основании сходства минеральной ассоциации (магнезиальных силикатов) с Булдымским месторождением флогопита в всياчем экзоконтакте Вишневогорского миаскитового массива.

На основании изучения многочисленных шлифов и образцов Л.П. Иванец в 1957 г. установила наличие монацита в породах, вскрытых копьем № 13 и канавой № 56 в 100 м севернее копи. Б.А. Макарович в 1975 г. опубликовал анализ этого монацита [3]. В 1984-85 гг. В. О. Поляков предпринял исследование развития редкоземельных минералов в районе копи № 13 с использованием радиометрических наблюдений [4, 5]. В трех метрах ЮВ копи № 13 он задал небольшой шурф и обнаружил в хлорит-амфиболовой сыпучке фрагменты крупнозернистой доломитовой жилы с монацитом. Сыпучка возникла на месте выветривания флогопит-хлорит-амфиболовых среднезернистых карбонатных пород. В целом, этот тип минерализации был назван В.О. Поляковым и И.Л. Недосековой апогипербазитовыми фенитами и карбонатитами [4, 5].

Таким образом, генезис флогопит-амфиболовой крупно-гигантозернистой жилы трактуется с различных позиций. В то же время, минерализация множества разнообразных тел этого района – пироксеновых, амфиболовых, флогопитовых пегматитов и карбонатит-пегматитов – весьма сходна и связана взаимопереходами. В 2003 г. копь вновь расчищена студентами ЮУрГУ во время учебной практики, что дало возможность доизучить минеральные тела, вскрытые копьем.

Геологически жильное тело находится среди пород фирсовской толщи в восточном экзоконтакте миаскитового массива (рис. 1). Толща представлена гнейсами и амфиболитами, существенно измененными процессами гранитизации и фенитизации. Полосчатость горных пород падает на восток под углом 30-60°. Пегматитовая жила имеет субширотное простирание (~ 70°) и крутое ЮЮВ падение (~ 80°). Непосредственно в копи вмещающие породы разрушены, превращены в рыхлую щебеннистую массу и смещены по отношению к коренному залеганию. Пространственные взаимоотношения минеральных (по-

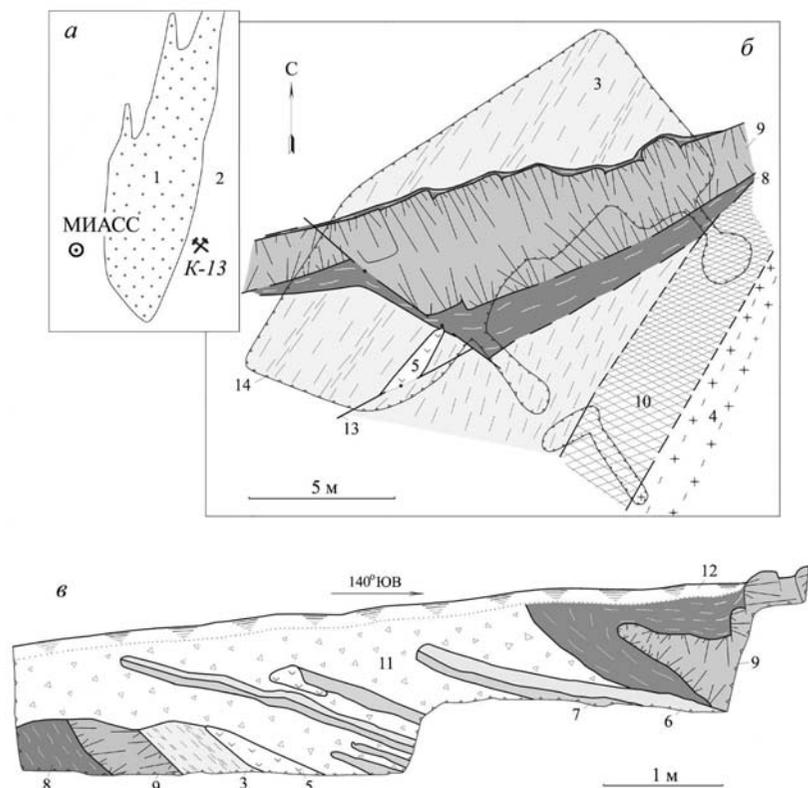


Рис. 1. Местонахождение (а), план (б) и разрез (в) жилы флогопит-рихтеритового пегматита копи № 13 Ильменских гор.

1 – миаскитовый массив, 2 – метаморфический комплекс, 3 – переслаивание гнейсов и амфиболитов, 4 – бластомилонит, по гранитному пегматиту, 5 – фельдшпатолит, 6 – антофиллит-рихтеритовая порода, 7 – флогопит-рихтеритовая порода, 8 – слюдиты, 9 – флогопит-амфиболовые пегматиты, 10 – карбонатит, 11 – выветрелые гнейсы и амфиболиты, 12 – почвенный слой, 14 – горные выработки.

родных) тел частично видны в стенках горных выработок, частично – в отмытых штуфах из отвалов (рис. 2). По ним построена схема последовательности формирования пород: гнейсы → амфиболиты → фениты → слюдиты → карбонатиты. Все названные формации являются сложными объектами, состоящими из некоторого множества тел, последовательно образовавшихся



Рис. 2. Флогопит-рихтеритовая жилка (темное) в неоднородных сиенитах.

путем метасоматоза или заполнения полостей. Приведем суммативное описание этих пород по многим образцам, изученных автором, и по данным разных исследователей.

Гнейсы (гранито-гнейсы) – полосчатые породы с разным соотношением породообразующих кварца, полевых шпатов и биотита, с плоскостной ориентировкой анизометричных минералов. В некоторых полосках встречаются зеленый пироксен, плеохроичный амфибол. Акцессорные – апатит, титанит, магнетит, иногда – циркон, торит. Кварц распределен неравномерно, он образует собственные зерна или вроски в полевом шпате, изредка встречались мирмекиты. Из полевых шпатов преобладает кислый зональный плагиоклаз, состав его меняется от альбита до андезина (обычен олигоклаз). Биотит в разных слоях может иметь плеохроизм либо в коричневых, либо в зеленых тонах. Структура породы меняется от мелкозернистой до среднезернистой, часто она неравнозернистая пойкилитовая или пегматоидная. Отдельные слойки могут быть почти монобиотитовыми или монокварцевыми. Встречаются послойные жилки гранулированного кварца. Наиболее устойчивыми к выветриванию являются маломощные послойные аплитовидные мелкозернистые тела, состоящие из кварца и полевого шпата, почти без темноцветных минералов. Пластические деформации сильно изменили анатомию и поверхности минеральных индивидов, что не позволяет с уверенностью отличать последовательные парагенезисы минералов в гнейсах. Однако наличие почти мономинеральных кварцевых, биотитовых или полевошпатовых

слоек может свидетельствовать о соответственных типах минералообразования в гнейсах.

Амфиболиты слагают маломощные послойные тела в гнейсах. Они характеризуются преимущественно тонкой полосчатостью, полосы имеют мощность (толщину) от долей до первых сантиметров (рис. 3). В полосках варьируют соотношения породообразующих минералов, структура агрегатов и количество примесных минералов – апатита, биотита, титанита, магнетита и других. В слоях с преобладанием амфибола плагиоклаз образует пойкилитовые вростки, а в слоях с преобладанием плагиоклаза пойкилитовыми вростками могут быть амфиболы; есть мелкозернистые слойки (полоски) с одинаковой величиной зерен амфибола и плагиоклаза. Пироксен-плагиоклазовые полоски иногда имеют симметричное строение: по контактам – плагиоклазовые зоны, далее к центру – пироксен-плагиоклазовые, по центру – небольшие щели с головками кристаллов плагиоклаза, редкого кварца, синтаксических сростков амфибола с пироксеном. Вариации состава плагиоклазов в разных полосках очень небольшие – это слабо зональные олигоклазы № 15–20, что несколько необычно для амфиболитов; по микрозондовым данным, олигоклаз содержит примесь калия. Структура породы от мелкозернистой до среднезернистой, часто – неравнозернистая. Между полосками разной структуры и разного состава не обнаруживаются метасоматических переходов: нет псевдоморфоз пироксена по амфиболу или амфибола по пироксену.

Амфибол слабо неоднороден, по составу (табл. 1, ан. 1, 2) магнезиогастингсит и ферричермакит (по современной классификации), плеохроирует в зеленых тонах, $n_g \sim 1.67$, $n_p \sim 1.65$; cNg 17–20°. Встречающийся в амфиболитах биотит (табл. 1, ан. 11) имеет темно-коричневый цвет и, подобно амфиболу, содержит примесь хлора. Титанит (сфен) распределен неравномерно, образует коричневатые дисковидные зерна и характеризуется повышенным содержанием алюминия и железа (табл. 1, ан. 19). В разных полосках амфиболит содержит разное количество апатита, а магнетит может совсем отсутствовать. Апатит образует мелкие прозрачные овальные зерна, мельчайшие индивиды магнетита близки по форме к октаэдру.

В отдельных образцах амфиболитов заметны согласные полоски со скаполитом, развившимся по плагиоклазу. Внешне

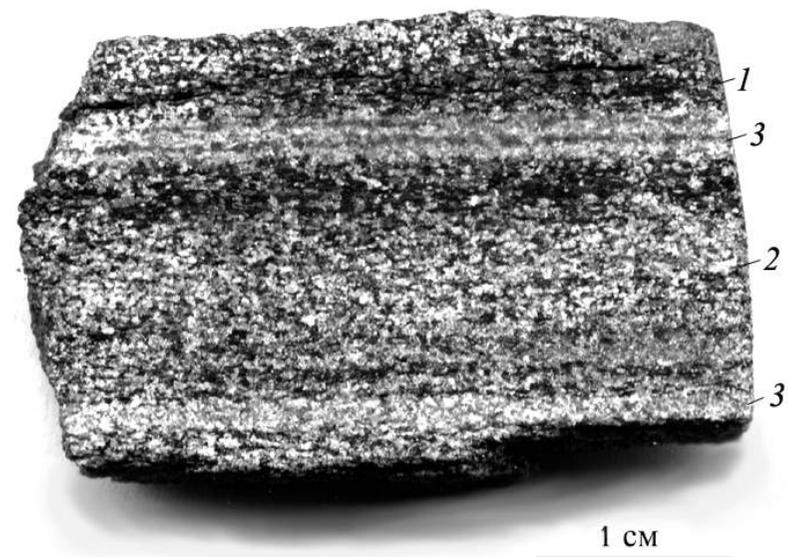


Рис. 3. Полосчатый амфиболит (1 – амфиболит мезократовый, 2 – лейкократовый амфиболит с биотитом и диопсидом, 3 – пироксен-полевошпатовые зональные жилки).

это проявляется в шелковистом отливе спайности скаполита по сравнению с отблеском от спайности плагиоклаза. Среднее значение показателя преломления $(n_o + n_e)/2 = 1.56$, что соответствует мицониту (мариалит с $\sim 40\%$ мейонитовой молекулы). В скаполитизированном амфиболите магнезиогастингсит более железистый, n_g 1.701, n_p 1.680, cNg 24°, плеохроирует от зелено-желтого до сине-зеленого. В шлихах из амфиболита встречаются редкие зерна граната – кальцийсодержащего альмандина (табл. 1, ан. 16).

В амфиболитах многочисленны лейкократовые полоски со светло-зеленым пироксеном (см. рис. 3), мелким магнетитом (иногда обильным). В поперечном к полоскам сечении хорошо заметны явления пластической деформации этой мелкозернистой породы: слойки изогнуты до складок, в полосках линейная ориентировка кристалликов видна ярче, чем плоскостная, пегматитовые жилки превращены в птигматиты, будинированы. По оптическим свойствам пироксен близок к эгирин-диопсиду.

Таблица 1

Результаты анализов силикатов из копи № 13 Ильменских гор

№ ан.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сум-ма
1	40.49	1.16	11.08	18.08	0.53	9.70	11.40	2.34	1.48	96.37
2	42.31	1.13	12.14	16.35	0.16	11.88	10.94	2.03	0.94	97.88
3	54.69	-	2.09	5.80	-	20.10	9.05	3.38	0.87	95.98
4	52.83	0.13	4.57	7.29	0.33	18.89	9.46	3.65	0.85	98.00
5	57.63	0.06	1.77	2.07	0.18	22.90	10.64	2.19	0.55	97.99
6	42.06	0.91	9.88	15.94	-	11.18	11.62	2.28	1.15	95.02
7	57.27	-	0.37	4.33	0.29	22.54	9.68	2.33	0.21	97.01
8	55.16	0.02	1.54	23.38	-	10.79	0.92	6.16	0.42	98.35
9	58.15	-	-	9.16	0.86	28.35	0.53	-	-	97.05
10	52.20	-	3.70	6.95	0.53	19.57	10.75	2.48	0.34	96.52
11	37.56	2.68	13.41	17.69	-	13.38	0.30	-	9.33	94.56
12	43.36	0.98	11.10	7.08	0.28	23.11	-	0.86	9.66	96.42
13	41.60	1.07	10.76	6.82	0.30	22.65	-	0.40	10.05	93.64
14	59.45	0.09	1.48	9.34	0.43	28.71	0.47	-	-	99.97
15	55.41	0.05	1.47	8.75	0.16	33.03	0.27	0.80	-	99.92
16	36.02	0.22	21.90	36.41	0.34	2.89	2.21	-	-	99.99
17	31.63	-	8.54	19.04	-	30.25	-	-	-	89.64
18	31.39	34.81	1.45	3.71	-	-	28.35	-	-	99.71
19	30.79	36.75	2.61	0.27	-	-	28.98	-	-	99.40
20	39.60	-	-	6.00	-	36.50	0.38	-	-	82.48

Примечание. 1-10 - амфиболы: 1 - магнезиогастингсит и 2 - ферричермакит из амфиболита; 3 - рихтерит (на границе с ферривинчитом) из пегматита; 4 - ферримagneзиокатофорит из флогопит-амфиболовой дайки; 5 - тремолит; 6 - эденит (на границе с паргаситом) и 7 - рихтерит из карбонатитов; 8 - магнезиорибекит из жилки дымчатого кварца; 9 - антофиллит и 10 - эденит из флогопит-амфиболовой дайки. 11-13 - слюды: 11 - биотит из амфиболита, 12 - флогопит из флогопит-рихтеритовой дайки, 13 - флогопит из карбонатита. 14 - энстатит из флогопит-амфиболовой дайки, 15 - энстатит из карбонатита, 16 - альмандин из амфиболита, 17 - хлорит из карбонатита (с Cr₂O₃ 0.18 %), 18 - титанит из карбонатита (с примесью Ce и Pr), 19 - титанит из амфиболита, 20 - **карлостуранит** (псевдоморфоза по оливину) из карбонатита. H₂O не определялась, в амфиболах и слюдах есть Cl и F (определены качественно). Микронды РЭММА-202М и JXA-733, аналитики В.А. Котляров и Е.И. Чурин, ИМин УрО РАН.

Следующими по относительному возрасту телами пород являются мелкие послонные (реже – секущие) **лейкократовые дайки**: пироксен-кварц-полевошпатовые, амфибол-полевошпа-

товые, биотит-полевошпатовые, аплитовидные пироксен-полевошпатовые и магнетит-полевошпатовые. Парагенезисы этих тел близки фенитовым. В районе копи № 13 встречаются пегматитовые жилы заполнения такого же состава. Среди полевых шпатов в этих телах преобладает олигоклаз. Калишпат развит существенно меньше и нередко обогащен барием (до 0.7 % BaO). Состав пироксена, судя по оптическим характеристикам, несколько варьирует в ряду диопсид-геденбергит-эгирин. Слюды мало, она плеохроирует в коричневых тонах, состав соответствует биотиту. Амфибол сине-серо-зеленый, по составу близок к рихтериту. Распределение темноцветных минералов часто неоднородное, полосчатое или шлировое. Из акцессорных минералов чаще встречается титанит, есть апатит, циркон, пирохлор, монацит. Явных метасоматических взаимоотношений между этими горными породами в копи № 13 не установлено, хотя именно такие парагенезисы относятся к формации фенитов. Фактически, состав лейкократовых даечек близок биотит-полевошпатовым или пироксен-полевошпатовым тонким полоскам в гнейсах и в амфиболитах. Относительный возраст их также близок, нет промежуточных по возрасту тел.

К более поздним относится серия тел, которые можно характеризовать как **щелочные ультрамафиты**: флогопит-рихтеритовые (от среднезернистых до гигантозернистых), амфибол-флогопитовые (слюдиты), флогопит-хлоритовые и другие. Все они характеризуются повышенной радиоактивностью и редкометальностью (монацит, циркон, хромит). Часть фаций (фаз) щелочных ультрамафитов обогащена карбонатами вплоть до преобладания карбонатов над силикатами. Известная в Ильменских горах роговообманковая пегматитовая жила является составной частью щелочно-ультрамафитовой серии, завершающейся карбонатитами и карбонатит-пегматитами (подобные взаимоотношения установлены в копи № 97 Ильменских гор). Тела щелочных ультрамафитов разнообразны по величине (преобладают мелкие) и пространственному положению (согласные и субсогласные с полосчатостью гнейсов и амфиболитов или явно секущие, как сама пегматитовая жила). В амфиболовом пегматитовом теле встречаются поздние трещины и щели, где образовались мелкие щетки альбита и игольчатый зональный амфибол, законсервированные в дымчатом кварце. Иголки ам-

фибола неоднородны по цвету и составу: темно-синие участки (зоны) соответствуют магнезиорибекиту, а светлые – рихтериту и тремолиту (табл. 1, ан. 5, 7, 8), т. е. три минеральных вида в одном кристалле.

В копи № 13 вскрыто несколько тел флогопит-амфиболового состава. Небольшие по мощности (10-15 см) тела, субсогласные с полосчатостью вмещающих гнейсов, находятся с северо-западной стороны от пегматитовой жилы. Тела имеют светло-зеленый или зеленый цвет, среднезернистую структуру, контакты резкие без постепенных переходов к вмещающим гнейсам. В их составе абсолютно преобладает моноклинный амфибол (рихтерит, эденит, актинолит), на втором месте – бурый флогопит или антофиллит (табл. 1, ан. 9), акцессорными являются хромит, монацит, пирротин. Между всеми минералами наблюдаются компромиссные поверхности одновременного роста.

Второй тип тел щелочных ультрамафитов – слюдиты. Они имеют согласное или секущее залегание относительно полосчатости вмещающих пород, коричнево-черный или зелено-черный цвет, разноминеральную (от мелкозернистой до пегматитовой) структуру. В минеральном составе слюдитов преобладают биотит или флогопит, на втором месте – рихтерит, акцессорные – апатит, циркон, торит, монацит. Вследствие пластических деформаций не везде сохранились признаки механизма образования слюдитовых тел, но среди них есть явные тела заполнения свободного пространства (резкие контакты с геометрическим отбором внутрь тел), между индивидами всех перечисленных минералов сохранились компромиссные поверхности одновременного или частично одновременного роста, нет псевдоморфоз или метакристаллов.

К юго-востоку от пегматитовой жилы копьём вскрыты выветрелые тела слюдитов, хлоритолитов и карбонатитов. Среднезернистые карбонатиты превращены в хлорит-флогопит-амфиболовую сыпучку, содержащую разрушенные блоки жилы доломитового карбонатит-пегматита. Судя по коре выветривания, карбонатиты имеют полосчатую текстуру, отдельные полосы обогащены то зеленым клинохлором (табл. 1, ан. 17) и тальком, то флогопитом (табл. 1, ан. 13), то светло-зеленым и бесцветным амфиболом (рихтеритом, эденитом, паргаситом).

Шлихи из сыпучки обогащены монацитом (см. ниже), хромитом, есть циркон (бесцветный, прозрачный, беспримесный), энстатит, пирит, пирротин (в лимоните по пирротину обнаружено 1.23 % CoO). В сыпучке нередки псевдоморфозы гетита, карлостуранита и серпентина по оливиному и, предположительно, по клиногумиту, много корочек гипергенных кальцита, опала, псиломелана.

Карлостуранит $Mg_7Si_4O_9(OH)_{12}$ – первая находка в России: это волокнистый буровато-зеленоватый минерал, мягкий, n_g 1.604, n_p 1.601. На рентгенограмме проявлены линии (d , Å): 18.68(100); 7.34(80); 3.66; 3.56; 3.35; 2.89. Состав карлостуранита приведен в табл. 1 (ан. 20).

Жила доломитового карбонатит-пегматита имеет мощность до 20 см, агрегат неравнозернистый: индивиды доломита достигают величины 10–12 см, а рихтерит, флогопит, монацит до 1–5 мм, хромит до 0.3–1 мм. Между минералами наблюдаются поверхности одновременного или частично одновременного роста. Жила карбонатит-пегматитов пересекает тело среднезернистых карбонатитов. Последние в юго-восточном конце канавы также резко контактируют с более ранними бластомилонитами по гранитным пегматитам.

•••

Доизучение минеральных тел, вскрытых копьём № 13 в Ильменских горах, позволяет по-новому трактовать генезис знаменитой жилы «горнблендит-пегматитов». Фактически, на минимальной площади (10 x 10 м) в «фенитовом ореоле» миацитового массива видна сложность щелочного процесса, вследствие которого возникли разнообразные тела метасоматитов и заполнения полостей фенитовой и щелочно-ультрамафитовой формаций. В небольшом пространстве со вмещены (телескопированы) ранние метаморфические образования (гнейсы, амфиболиты), фениты и сиениты (от ранних кварцсодержащих до поздних карбонатсодержащих), щелочные ультрамафиты, завершающиеся карбонатитами. В этом ряду последовательно образующихся тел жила флогопит-амфиболовых пегматитов по времени образования находится среди щелочных ультрамафитов (перед карбонатитами).

Щелочные ультрамафиты в Ильменогорском комплексе ранее не выделялись. Многими исследователями жила воспринималась как «апогипербазитовые фениты», т.е. метасоматиты. Поиски признаков метасоматического механизма образования флогопит-амфиболовых, амфибол-флогопитовых (слюдитовых) и карбонатитовых тел в копи № 13 к успеху не привели. Эти тела надо считать телами заполнения полостей. По-видимому, существовали магмы соответственного состава. По сравнению с вмещающими породами, эти магмы существенно обогащены редкими землями, торием и хромом (монацит, торит, хромит). Очевидно, что магмы достигали данного гипсометрического уровня, находясь или в состоянии «каши» (образовались мелкозернистые равнозернистые породы), или в «перегретом» состоянии (образовались пегматитовые агрегаты с геометрическим отбором внутрь тела.

Все «послеметаморфические» тела горных пород копи № 13 (сиениты, щелочные ультрамафиты, карбонатиты) связаны единым щелочным процессом. Между ними есть переходы по составу, что определяет классификационные трудности.

Любые формации горных пород представлены некоторым разнообразием фаций. Не являются исключением и породы в районе копи № 13. Здесь разнообразны гнейсы, амфиболиты, фениты, сиениты, щелочные ультрамафиты и карбонатиты. Если взять в них какие-либо минералы и сравнить их состав, то можно заметить некоторые тенденции в их развитии. Например, колебания состава плагиоклазов очень небольшие: альбит – олигоклаз. Амфиболов множество, по данным микронзондовых анализов и расчетов эмпирических формул они приблизительно соответствуют следующим: чермакиты, тремолиты, рихтериты, рибекиты, антофиллиты, эдениты, винциты, катофориты, причем, минеральные индивиды амфиболов бывают как достаточно однородные, так и резко неоднородные.

Монациты в разных телах также различны, что отражено в эмпирических формулах некоторых из проанализированных монацитов (расчет на 4 кислорода):

$(\text{Ce}_{0.47}\text{La}_{0.39}\text{Nd}_{0.07}\text{Th}_{0.06}\text{Ca}_{0.01})_1(\text{P}_{0.93}\text{S}_{0.03}\text{Si}_{0.06})_1\text{O}_4$ - из карбонатита,

$(\text{Ce}_{0.48}\text{La}_{0.43}\text{Nd}_{0.07})_{0.98}(\text{P}_{0.98}\text{S}_{0.04})_{1.02}\text{O}_4$ - из флогопит-амфиболовой дайки,

$(\text{Ce}_{0.45}\text{La}_{0.43}\text{Nd}_{0.06}\text{Th}_{0.01}\text{Ba}_{0.03}\text{Ca}_{0.02})_1(\text{P}_{0.92}\text{S}_{0.05}\text{Si}_{0.03})_1\text{O}_4$ – из амфиболовой дайки,

$(\text{Ce}_{0.44}\text{La}_{0.44}\text{Th}_{0.01}\text{Ca}_{0.02})_{0.96}(\text{P}_{0.95}\text{S}_{0.04}\text{Si}_{0.04})_{1.03}\text{O}_4$ – из энстатит-амфиболовой сыпучки.

В анализах Ce немного преобладает над La, изредка они равны; отношения La/Nd везде высокие. Часто присутствуют Ca, а иногда и Ba. Повышенное количество Th – до 0.06 ф. ед. – установлено в монаците из карбонатита. В анионной группировке к $[\text{PO}_4]^{4-}$ часто добавляются $[\text{SiO}_4]^{4-}$ и $[\text{SO}_4]^{4-}$.

Интересны однородные кристаллики хромита по зонам роста крупных индивидов доломита. Состав хромита, мас. %: MgO 3.46; Al₂O₃ 0.88; Cr₂O₃ 55.33; MnO 1.85; FeO 36.2; ZnO 2.38. Сам доломит несколько обогащен Sr (0.63 мас. %). В апатитах постоянно отмечаются примеси редких земель. В титанитах повышенное количество Al может характеризовать достаточно высокие давления при кристаллизации их парагенезисов.

Таким образом, несмотря на то, что сиениты, щелочные ультрамафиты и карбонатиты в районе копи № 13 имеют некое минералогическое подобие в слюдах, амфиболах, редкометалло-редкоземельных минералах и близость по относительному возрасту, представляется целесообразным относить их к разным формациям, поскольку они нередко образуют контрастные тела заполнения (дайки, жилы). Из них необычны магматические анхимономинеральные тела слюдитов и амфиболовых пород, для которых известны отчасти похожие на них некоторые лампрофиры. Известная в Ильменских горах флогопит-амфиболовая пегматитовая жила копи № 13 является составной частью щелочно-ультрамафитовой серии, завершающейся карбонатитами и карбонатит-пегматитами. Происхождение этой жилы в Ильменских горах может трактоваться как кристаллизация «перегретой» силикатной магмы щелочно-ультраосновного состава среди прогретых горных пород.

Выражаю благодарность В.А. Котлярову, Е.И. Чурину и В.И. Поповой за содействие в работе, студентам ЮУрГУ П.Г. Аминову, С.А. Кнауб, Ю.Д. Крайневу, О.Д. Полищук, В.В. Шалтанису, К.В. Мирошникову – за помощь в расчистке копи и сборе образцов. Работа выполнена при поддержке ФЦП «Интеграция» (проект ЭО364/729).

Литература

1. **Баженов А. Г., Иванов Б. Н.** Рихтерит и флогопит из фенитов Ильменского щелочного комплекса // Проблемы минералогии Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С. 133-136.
2. **Заварицкий А. Н.** Геологический и петрографический очерк Ильменского минералогического заповедника и его копей. М.: Изд. Гл. Упр. по заповедн., 1939. 318 с.
3. **Макарошкин Б. А.** О двух разновидностях монацита // Геология и геофизика. 1975. № 2. С. 155-159.
4. **Недосекова И. Л., Поляков В. О., Баженова Л. Ф.** Акцессорные редкометалльные минералы апогипербазитовых фенитов и карбонатитов в Ильменогорско-Вишневогорском комплексе // Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 49-51.
5. **Поляков В.О., Недосекова И.Л.** Минералогия апогипербазитовых фенитов и карбонатитов южной части Ильменских гор // Минералы месторождений и зон техногенеза рудных районов Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 6-17.
6. **Успенский Н. М.** Негранитные пегматиты. М.: Недра, 1965. 336 с.