

О составе клинопироксенов и оливинов гипербазит-базитов плутона Гремяха-Вырмес

Г.Л. Вурсий

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

Аннотация. В работе приводятся данные о характере изменения состава и свойств клинопироксенов и оливинов из пород гипербазит-базитового комплекса плутона Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. Делается вывод о самостоятельности монцодиоритовой серии и возможности участия механизма ликвации в формировании P-Fe-Ti руд.

Abstract. The composition and properties of clinopyroxenes and olivines from the ultrabasic-basic complex of Gremyakh-Vyrmes pluton, the Kola Peninsula have been discussed. The conclusions on separate genesis of monzodioritic series and possible immiscibility mechanism for P-Fe-Ti ores formation have been made.

1. Введение

Плутон Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове много лет привлекает исследователей как сложный геологический объект, в котором совмещаются разнородные комплексы от верлитов до щелочных гранитов (Полканов и др., 1967; Кухаренко и др., 1971; Виноградов и др., 1985; Осокин, 1987). С гипербазит-базитами плутона связано богатое P-Fe-Ti оруденение, что делает его потенциальным источником, в первую очередь, титановых руд. Несмотря на то, что плутон открыт в 1924 г., до сих пор остались не решенными некоторые вопросы, касающиеся его строения и рудоносности. Проведенные коллективом сотрудников Геологического института КНЦ РАН с участием автора за последние несколько лет исследования позволили получить новый фактический материал, включая и данные по составу породообразующих минералов, что дает возможность по-новому осветить некоторые аспекты геологии плутона и генезиса слагающих его пород. Поскольку клинопироксен и оливин встречаются практически во всех разновидностях пород гипербазит-базитового комплекса, наибольшее внимание на первом этапе исследований было уделено изучению их состава для оценки условий кристаллизации расплава.

Плутон Гремяха-Вырмес находится в северо-западной части Кольского полуострова, в 30 км к юго-западу от г. Мурманска. В составе плутона выделяется четыре комплекса пород (от ранних к поздним):

- 1) гипербазит-базитовый комплекс;
- 2) комплекс щелочных пород (ийолитов, мельтейгитов и фойяитов);
- 3) комплекс щелочных гранитов и граносиенитов;
- 4) комплекс щелочных метасоматитов.

Первые три комплекса выделены А.А. Полкановым (1924), а последний – В.Е. Романовым (1982). Время становления гипербазит-базитового комплекса, определенное U-Pb методом по апатитам, оценивается в 1926 млн лет (Саватенков и др., 1998).

2. Геологическое строение гипербазит-базитового комплекса

Гипербазит-базитовый комплекс образует в плане подковообразное тело и развит преимущественно по периферии плутона (рис. 1). 40-50 % от его объема составляют олигоклазовые габбро и акериты, под которыми (Полканов и др., 1967) понимаются породы, содержащие железистые темноцветные минералы и кислый плагиоклаз (An 5-25) с пертитовыми включениями ортоклаза. В соответствии с Рекомендациями Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук (Классификация, 1997), эти породы должны быть отнесены к монцодиоритам.

В составе гипербазит-базитового комплекса выделяется три серии пород: краевая, габбро-верлитовая и монцодиоритовая. Обособленное положение среди пород комплекса занимают анортозиты, располагающиеся в его центральной части. Ранее анортозиты рассматривались как конечные дифференциаты габбро-верлитовой серии ("серия перидотитов – габбро – анортозитов" по Полканову и др., 1967). Новые геологические материалы свидетельствуют о том, что анортозиты не переслаиваются с породами габбро-верлитовой серии и образуют самостоятельное изометричное тело. Обобщенный разрез гипербазит-базитового комплекса представлен на рис. 2.

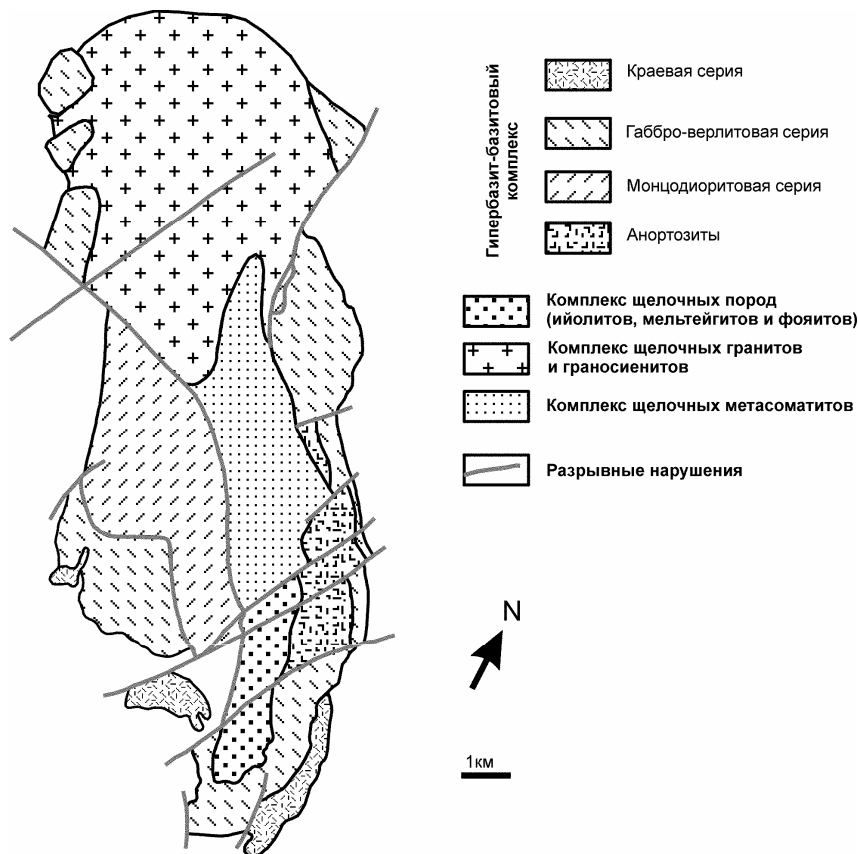


Рис. 1. Схема геологического строения плутона Гремяха-Вырмес. Составлена автором с использованием материалов В.Е. Романова (1982) и личных наблюдений

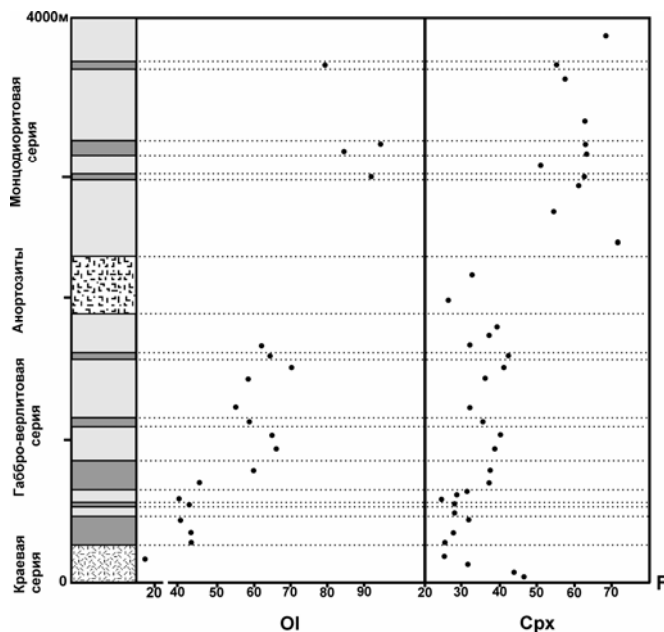


Рис. 2. Изменение железистости клинопироксенов и оливинов по разрезу гипербазит-базитового комплекса. F – железистость Crx ($F = \text{FeO}/\text{FeO} + \text{MgO}$ мол. кол.). В пределах габбро-верлитовой серии темным обозначены рудные верлиты, светлым – габбро, а в пределах монцодиоритовой серии темным обозначены рудные оливиновые клинопироксениты, светлым – монцодиориты. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 1. При построении этой и последующих диаграмм использовались, кроме авторских, материалы из работ (Осокин, 1987; Радченко, Реженева, 1990)

Большинством исследователей (Полканов и др., 1967; Кухаренко и др., 1971; Виноградов и др., 1985) предполагалось, что гипербазит-базитовый комплекс сформировался в две интрузивные фазы, где первой соответствуют краевая, габбро-верлитовая серии и анортозиты, а второй – монцодиоритовая серия. По мнению А.С. Осокина (1987), комплекс сформировался в одну интрузивную фазу, что подтверждается переслаиванием пород габбро-верлитовой и монцодиоритовой серий. В пользу первой точки зрения свидетельствуют новые полученные нами геологические данные:

- ни в одном случае не наблюдалось переслаивания пород габбро-верлитовой и монцодиоритовой серии;
- контакт пород габбро-верлитовой и монцодиоритовой серии довольно резкий и трассируется зоной интенсивно тектонизированных габброидов (по наблюдениям в коренных обнажениях юго-западной части комплекса и в керне скважин, пробуренных в его северо-восточной части);
- обнаружена магматическая брекчия, основная масса которой сложена мезократовыми, такситовыми мелко-среднезернистыми монцодиоритами, а обломки (размером до 30 см) – мелкозернистыми габброноритами (краевой серии) и анортозитами.

2.1. Краевая серия

Краевая серия развита по периферии комплекса в виде прерывистой полосы мощностью до 600 м. Наибольшим развитием серия пользуется в его южной части. В пределах серии выделяются две различные структурно-породные зоны: внешняя зона, сложенная мелкозернистыми габброноритами, и внутренняя зона, сложенная чередованием крупнозернистых норитов, габбро и троктолитов. Габбро и троктолиты вмещают линзовидные тела сплошных и вкрапленных титаномагнетит-ильменитовых руд (Осокин, 1987). Внешняя зона рассматривается как зона закалки (Осокин, 1987). Для пород краевой серии характерна массивная текстура. Обычными структурами в породах являются пойкилитовая, габбро-офитовая, габбровая и сидеронитовая. Порядок выделения минералов непостоянный.

2.2. Габбро-верлитовая серия

Породы серии распространены в восточной и южной части комплекса. Максимальная мощность серии 1400 м. Основным мотивом строения серии является многократное чередование слоев габбро и верлитов. В разрезе серии ультраосновные породы составляют 20-25 % и распространены преимущественно в ее нижней части, где образуют слои мощностью 100-150 м. Вверх по разрезу их количество и мощность уменьшаются. Отличительной чертой ультраосновных пород серии является постоянное присутствие в них значительных количеств титаномагнетита, ильменита и апатита, что обязывает при классификации пород применять прилагательное "рудные". Рудные верлиты – темно-серые среднезернистые породы с массивной или линейной текстурой и сидеронитовой структурой. Кумулусные фазы представлены оливином и клинопироксеном, а интеркумулусные – плагиоклазом, титаномагнетитом, ильменитом и апатитом. Титаномагнетит и ильменит, составляющие от 20 до 30 % породы, образуют ксеноморфные выделения, включающие оливин, авгит и апатит. Среди габбро выделяются лейкократовые, мезократовые и меланократовые разновидности. Последние наиболее часто являются оливиновыми габбро. Породы имеют темно-серую, темно-коричневую окраску и, как правило, трахитоидную текстуру. Структура пород панидиоморфнозернистая, реже гипидиоморфнозернистая. Кумулусной фазой является плагиоклаз, иногда клинопироксен. В большинстве случаев интеркумулусное пространство слагают оливин, клинопироксен, титаномагнетит и апатит.

2.3. Монцодиоритовая серия

Породы данной серии максимально представлены в западной части комплекса. Мощность серии достигает 2500 м. Основными петрографическими разновидностями пород монцодиоритовой серии являются монцодиориты и рудные оливиновые клинопироксениты. Монцодиориты составляют до 95 % разреза серии. Макроскопически это серые, буровато-серые крупнозернистые породы с хорошо выраженной трахитоидной текстурой. Структура пород габбровая или панидиоморфнозернистая. Среди монцодиоритов выделяются лейкократовые, мезократовые и меланократовые разновидности. Основным кумулусным минералом является полевой шпат, антипертит (кислый плагиоклаз (An 5-25), содержащий включения ортоклаза); реже в качестве кумулусного минерала выступает клинопироксен. В большинстве случаев интеркумулусное пространство слагают клинопироксен, титаномагнетит, апатит и иногда кварц. В меланократовых монцодиоритах, связанных постепенными переходами с оливиновыми клинопироксенитами, присутствует интеркумулусный оливин. Рудные оливиновые клинопироксениты распространены преимущественно в центральной и верхней части разреза серии, где они переслаиваются с монцодиоритами. Мощность тел рудных оливиновых клинопироксенитов составляет первые десятки метров. Текстура породы линейная, реже массивная. Структура сидеронитовая, реже гипидиоморфнозернистая. Оливиновые клинопироксениты представляют собой клинопироксеновый

кумулят, в котором интерстиции между удлиненно-призматическими зернами авгита заполняются оливином, полевым шпатом, апатитом, ильменитом и титаномагнетитом.

2.4. Анортозиты

Анортозиты слагают вытянутое тело длиной 4-5 км и шириной до 1 км в центральной части комплекса. Анортозиты – это светло-серые или серые со слегка фиолетовым оттенком породы. Текстура пород массивная, изредка такситовая; структура анортозитов панидиоморфнозернистая, местами пойкилитовая (идiomорфные кристаллы плагиоклаза в пойкилитовых кристаллах клинопироксена). Основу породы (85-95 %) составляют удлиненные, идиоморфные кристаллы кумулюсного плагиоклаза размером 1-3 см. Интеркумулясное пространство слагают клинопироксен, гранат, апатит, титаномагнетит и пирротин.

3. Характеристика состава и свойств клинопироксенов и оливинов

В процессе работ наибольшее внимание уделялось исследованию минералов из двух наиболее распространенных серий гипербазит-базитового комплекса – габбро-верлитовой и монцодиоритовой.

Изучение химического состава оливинов и клинопироксенов проводилось с помощью локального микронзондового анализа, выполненного на приборе MS-46 "Cameca" (аналитики Я.А. Пахомовский и С.А. Реженева). Пересчет полученных химических анализов производился по методу предложенному Добрецовым и др. (1971). Если в клинопироксене молекулярное количество Al_2O_3 преобладало над Na_2O , то избыток алюминия, не вошедший в жадеит, связывался в алюмочермакит ($Al-Ts$, $CaAl_2SiO_6$). В том случае, если молекулярное количество Na_2O преобладало над Al_2O_3 , рассчитывался акмитовый минал (Ac , $NaFeSi_2O_6$). На основе молекулярного количества TiO_2 вычислялся титаночермакит ($Ti-Ts$, $CaTi_2SiO_6$).

3.1. Клинопироксен

Макроскопически клинопироксен имеет темно-серый или черный цвет, а в породах монцодиоритовой серии и анортозитах – зеленый или светло-зеленый. В шлифах минерал из пород краевой серии обычно бесцветный, из габбро-верлитовой серии и анортозитов – розовато-фиолетовый; из пород монцодиоритовой серии – зеленый или светло-зеленый. Порядок выделения клинопироксена в породах различных серий не одинаков. В рудных верлитах и оливиновых клинопироксенитах клинопироксен кумулюсный и образует удлиненно-призматические зерна размером до 1-2 мм. В габбро, анортозитах, монцодиоритах и породах краевой серии клинопироксен обычно выполняет интерстиции и реже встречается в виде идиоморфных кристаллов.

Одной из особенностей клинопироксенов из рудных пород является обилие тонких пластинок ильменита, которые располагаются по двум плоскостям спайности. При этом пластинки ильменита приурочены преимущественно к центру зерен пироксена, а периферические части не содержат включений ильменита. Морфология включений свидетельствует о том, что они представляют собой продукты распада твердого раствора (Осокин, 1987). Клинопироксены, являющиеся интеркумуляционной фазой, практически не содержат включений ильменита.

В породах гипербазит-базитового комплекса встречены клинопироксены, отвечающие по составу авгиту, диопсиду и геденбергиту (рис. 3, табл. 1). В породах краевой серии клинопироксен

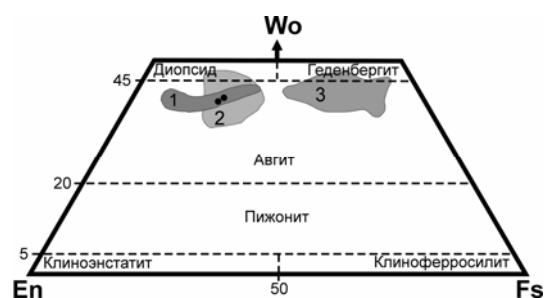


Рис. 3. Положение фигуративных точек составов клинопироксенов на классификационной диаграмме (Гинзбург и др., 1989): 1 – СРх из краевой серии, 2 – габбро-верлитовой, 3 – монцодиоритовой. Точками показаны СРх из анортозитов

отвечает авгиту. В габбро-верлитовой серии встречены авгиты и диопсиды, при этом последние распространены в основном в габбро. Клинопироксен из монцодиоритовой серии отвечает авгиту и геденбергиту. Анортозиты содержат авгиты. Изменение состава клинопироксена по разрезу гипербазит-базитового комплекса носит закономерный характер (рис. 2). В направлении от ранних дериватов к более поздним в клинопироксенах увеличивается содержание Fe, Mn, Na и уменьшается содержание Mg, Ti и Al. В клинопироксенах из меланократовых пород содержание Ti выше, а Ca и Na ниже, чем в клинопироксенах из лейкократовых пород. Кроме того, установлено, что в последних выше коэффициент щелочности (рис. 4). Приведенные в таблице минальные составы показывают, что клинопироксены комплекса попадают в различные минальные подсистемы. Клинопироксены краевой и габбро-верлитовой серий и анортозитов попадают в

группу, содержащую алюмочермакит, а клинопироксены из монцодиоритовой серии – в группу, содержащую акмит. Содержание акмитового минала в клинопироксенах достигает 8 %.

Таблица 1. Химический и минеральный состав клинопироксенов

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	кр	кр	в	г	в	г	а	м	к	м
SiO ₂	51.59	52.11	51.51	53.29	51.47	49.69	51.19	51.30	51.27	50.88
TiO ₂	0.61	0.78	0.86	0.56	0.71	0.35	0.33	0.20	0.62	0.38
Al ₂ O ₃	4.13	3.64	2.31	2.52	1.52	1.35	2.93	0.64	1.10	0.63
FeO	11.14	8.41	9.59	8.91	13.71	12.03	7.89	21.82	17.40	19.54
MnO	0.17	0.06	0.35	0.41	0.47	0.43	0.23	0.87	0.70	0.83
MgO	13.70	14.08	14.44	12.52	11.01	12.17	13.13	4.87	7.47	5.29
CaO	18.02	20.05	20.05	21.18	20.61	22.82	21.87	19.06	20.38	19.95
Na ₂ O	0.01	0.35	0.56	1.28	0.69	0.83	1.54	1.10	0.69	2.50
сумма	99.35	99.48	99.67	100.67	100.19	100.43	99.11	99.86	99.63	100.00
Jd	0.2	0.9	1.9	4.4	1.2	1.9	4.9	1.4	2.4	1.4
Ac	-	-	-	-	-	-	-	3.5	0.2	7.9
Al-ts	7.2	5.8	2.4	0.8	1.4	1.8	0.8	-	-	-
Ti-ts	1.5	1.9	2.1	1.3	2.0	1.6	0.6	0.6	1.7	0.9
Di	34.7	44.4	46.8	55.4	38.9	49.3	58.2	21.6	33.4	28.7
Hd	16.1	17.5	18.1	22.7	27.8	27.8	19.8	52.9	44.3	53.3
En	27.6	23.8	20.8	10.4	16.8	10.6	10.5	5.2	7.2	3.0
Fs	12.7	5.5	7.9	4.8	11.8	6.8	4.8	14.2	10.7	4.7
F	32	25	28	29	42	36	25	71	57	65
K(cpx)	56	68	69	84	69	82	84	79	81	91
K(alk)	0.93	0.95	0.98	0.99	0.98	0.98	0.99	1.03	1.01	1.09

Примечание: кр – краевая серия, г – габбро, в – рудные верлиты, а – анортозиты, м – монцодиориты, к – рудные оливиновые клинопироксениты.

$F = 100 \times \text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg})$ (атом. кол.); $K(\text{alk}) = 2\text{Ca} + \text{Na} - \text{Al} / 2\text{Ca}$ (атом. кол.);

$K(\text{cpx}) = 100 \times \text{Di} + \text{Hd} / (\text{Di} + \text{Hd} + \text{En} + \text{Fs})$ (норм.).

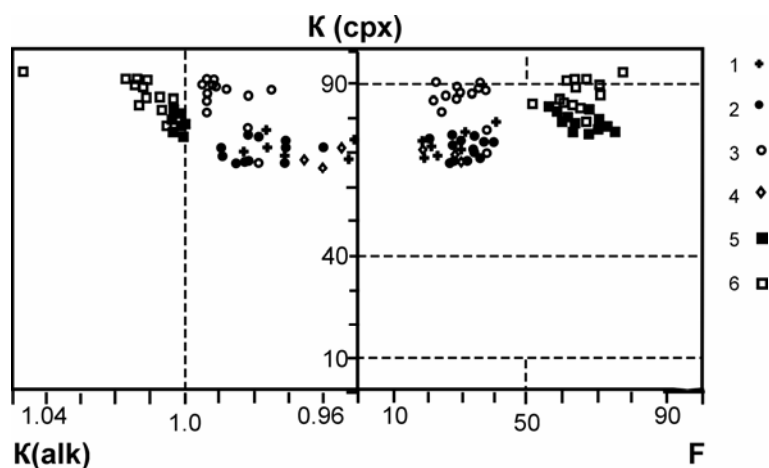


Рис. 4. Положение фигуративных точек составов клинопироксенов на диаграмме K(alk)-K(cpx)-F. 1 – клинопироксены из пород краевой серии, 2 – рудных верлитов, 3 – габбро, 4 – анортозитов, 5 – рудных оливиновых клинопироксенитов, 6 – монцодиоритов

Сравнение результатов микрозондового анализа (новые данные) и полного химического анализа (Осокин, 1987) клинопироксенов, содержащих включения ильменита, показывает, что при распаде в клинопироксенах содержание титана уменьшается в 2-3 раза. Г.В. Нестеренко и А.И. Альмухамедовым

(1966) установлено, что количество титана в клинопироксенах дифференцированных интрузий определяется исходным количеством элемента в расплаве. Следовательно, можно предполагать, что содержание титана в расплавах, из которых кристаллизовались клинопироксены рудных и безрудных пород, различалось в несколько раз.

3.2. Оливин

Оливины в качестве породообразующих минералов распространены менее широко, чем клинопироксены, однако встречаются во многих породах гипербазит-базитового комплекса. Макроскопически оливин имеет светло-зеленый или янтарно-желтый цвет. В шлифах минерал бесцветный или окрашен в бледно-зеленый или бледно-желтый цвет. Окрашенные зерна слабо плеохроируют. Местами в оливине появляется погасание в виде отдельных полос и двойники.

В породах краевой серии оливин часто кристаллизуется одним из первых, образуя субидiomорфные кристаллы или округлые зерна. В раннемагматических сегрегационных рудах, в которых кумулюсная фаза представлена идиоморфными кристаллами титаномагнетита, оливин образует каймы толщиной до 0,5 мм вокруг последнего. Порядок кристаллизации оливина в пределах габбро-верлитовой серии не одинаков. В рудных верлитах оливин представлен округлыми зернами размером до 1-2 мм. В габбро и в породах краевой серии оливин является интеркумулюсной фазой.

Изучение состава оливина показало, что в разрезе гипербазит-базитового комплекса присутствует почти полный спектр составов от Fa 18 до Fa 93 (рис. 2, табл. 2). В породах краевой серии встречены самые магниальные оливины Fa 18-36. В породах габбро-верлитовой серии состав оливина колеблется от Fa 47 до Fa 73. В анортозитах не обнаружено оливина. Состав оливина в породах монцодиоритовой серии колеблется от Fa 79 до Fa 93. Параллельно с увеличением железистости в оливине наблюдается увеличение содержания марганца.

Таблица 2. Химический состав оливинов

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	кр	в	г	в	г	в	г	к	м	к
SiO ₂	41.67	39.28	46.92	34.82	33.28	34.22	31.94	30.98	30.70	31.41
FeO	15.98	32.20	27.47	42.94	53.65	49.01	49.80	60.57	63.70	58.19
MnO	0.44	0.63	0.59	0.96	1.43	1.34	1.19	1.59	2.16	1.92
MgO	41.36	27.58	23.71	21.25	11.18	15.75	16.99	6.92	2.40	8.65
сумма	99.45	99.69	98.69	99.97	99.54	100.32	99.92	100.06	98.96	100.17
Fa	18	40	40	54	73	64	63	83	93	79

3.3. Основные закономерности изменения состава оливинов и клинопироксенов и особенности формирования габбро-верлитовой серии

Новые данные по составу клинопироксена, наряду с имеющимися в литературе, показывают, что в разрезе гипербазит-базитового комплекса отсутствуют породы, которые по составу клинопироксена и оливина могли бы служить переходными разновидностями от пород габбро-верлитовой серии или анортозитов к породам монцодиоритовой серии. Кроме того, наблюдаются существенные различия в нормативном составе клинопироксенов. Приведенные в таблице минимальные составы показывают, что клинопироксены из монцодиоритовой серии попадают в минимальную подсистему, содержащую акмит, тогда как клинопироксены первой интрузивной фазы содержат алюмошарламит. Такой характер изменения состава клинопироксена и оливина, по-видимому, может свидетельствовать в пользу того, что формирование монцодиоритовой серии происходило в отдельную интрузивную фазу.

Предыдущие исследователи (Полканов и др., 1967; Осокин, 1987) полагали, что ведущая роль в формировании гипербазит-базитового комплекса, а следовательно, пород и руд габбро-верлитовой серии, принадлежит кристаллизационной дифференциации, сопровождающейся гравитационно-кинетическим фракционированием. Этот процесс описан в работе Б.А. Юдина (1960) на примере титаномагнетитового оруденения в Цагинском массиве, который обнаруживает сходство в геологическом строении с гипербазит-базитовым комплексом плутона Гремяха-Вырмес.

В ходе изучения состава темноцветных породообразующих минералов по разрезу гипербазит-базитового комплекса нами обнаружено, что составы клинопироксена и оливина сопряженно изменяются в сторону увеличения железистой составляющей. Изменение состава оливина и клинопироксена в пределах габбро-верлитовой серии коррелирует с изменением петрографического состава пород, причем

в большинстве случаев оливин и клинопироксен из габбро, залегающих выше рудных верлитов, являются менее железистыми, чем эти минералы из рудных верлитов.

Сравнение полученных данных по составу породообразующих минералов с эталонными расслоенными интрузивами (*Уэйджер, Браун, 1970; Goode, 1976; Layered intrusions, 1996*), в которых хорошо проявлены и изучены процессы кристаллизационной дифференциации и гравитационно-кинетического фракционирования, показывает, что в последних также не выдерживается закономерность плавного увеличения железистости темноцветных минералов с развитием процесса дифференциации (снизу вверх по разрезу), хотя общая тенденция сохраняется. Большие "скачки" железистости наблюдаются в парах рядом залегающих лейкократовых и меланократовых слоев. Изменение железистости минералов в сопряженных парах слоев указывает на отклонения от идеальной аккумуляции и котектической кристаллизации, вызванные воздействием гравитационного поля и конвекционными течениями в камере, а также изменением состава минералов в результате реакции с интерстициальной жидкостью. Наиболее вероятная причина отклонений – различные значения железистости кристаллов и равновесного с ними расплава (*Дубровский, 1998*). Согласно топологии диаграмм систем с твердыми растворами, железистость кристалла всегда меньше расплава. Интегральное же значение этого параметра определяется соотношением кумулятивных фаз и интеркумуляусного расплава. Следовательно, в меланократовых слоях железистость должна быть ниже, чем в лейкократовых, поскольку в первых явно преобладают кристаллические кумуляты, менее железистые, чем интерстициальный расплав, а раскристаллизация этого расплава не может существенно изменить железистости кумулятов. В лейкократовых слоях величина железистости минералов определяется составом интерстициальной жидкости, в которой железистость выше, чем в кумулятивных кристаллах, концентрирующихся в меланократовом слое.

Таким образом, рассмотрение генезиса габбро-верлитовой серии только с позиции кристаллизационной дифференциации и гравитационно-кинетического фракционирования не объясняет всех обнаруженных колебаний составов оливина и клинопироксена по ее разрезу. *А.А. Маракушев* (1986), на примере Арсентьевского массива (Бурятия) показано, что образование такой контрастной ассоциации несовместимо с трендами нормальной эволюции магматизма массивов и обусловлено расщеплением расплавов вследствие высокого содержания в них железа, титана, фосфора и летучих компонентов. Принимая во внимание результаты экспериментальных исследований титан-железо-фосфорных силикатных расплавов (*Фишер, 1954; Naslund, 1983; Philpotts, 1976; Маракушев и др., 1986*), можно предположить, что при формировании габбро-верлитовой серии, наряду с кристаллизационной дифференциацией, определенную роль играл процесс ликвации. В ходе ликвации от расплава отделялась жидкость с высоким содержанием железа, титана и фосфора. Дальнейшая кристаллизация из основной части расплава силикатных минералов вновь приводила к накоплению рудных компонентов и к ликвации. Высокое содержание титана и фосфора в рудных верлитах подтверждает их ликвационную природу. Установлено (*Нестеренко, Альмухамедов, 1966; Редер, 1983*), что титан и фосфор при магматическом расщеплении концентрируются в высокожелезистом меланократовом расплаве, тогда как при фракционной кристаллизации они, наоборот, концентрируются в кислых остаточных расплавах.

4. Заключение

Изучение породообразующих минералов показало, что в разрезе гипербазит-базитового комплекса плутона Гремяха-Вырмес наблюдается широкий диапазон изменения состава оливина и клинопироксена. Железистость оливина изменяется от 18 до 93, а клинопироксена – от 25 до 71. В породах краевой серии встречены самые магнезиальные минералы, а самые железистые – в породах монцодиоритовой серии.

Анализ новых, а также имеющихся в литературе данных по составу клинопироксенов, показывает, что в разрезе гипербазит-базитового комплекса отсутствуют породы, которые по составу клинопироксена и оливина могли бы служить переходными разновидностями от пород габбро-верлитовой серии или анортозитов к породам монцодиоритовой серии. Обнаруженные особенности состава породообразующих минералов гипербазит-базитового комплекса, а также новые геологические данные свидетельствуют в пользу предположения о том, что формирование монцодиоритовой серии происходило в самостоятельную интрузивную фазу.

Характер изменения состава породообразующих минералов габбро-верлитовой серии позволяет предположить, что при ее формировании наряду с кристаллизационной дифференциацией, определенную роль играл процесс ликвации.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 96-15-98481 "Кольская докембрийская петролого-минералогическая школа".

Литература

- Goode A.D.T.** Small scale primary cumulus igneous layering in the Kalka layered intrusion, Giles complex, Central Australia. *J. Petrology*, v.17, p.358-379, 1976.
- Layered intrusions. R.G. Cawthorn, *Elsevier Science B.V.*, 531 p., 1996.
- Naslund H.R.** The effect of oxygen fugacity on liquid immiscibility in iron-bearing silicate melts. *Am. Jour. Sci.*, v.283, p.1034-1059, 1983.
- Philpotts A.R.** Silicate liquid immiscibility: its probable extent and petrogenetic significance. *Am. Jour. Sci.*, v.276, p.1147-77, 1976.
- Виноградов А.Н., Батиева И.Д., Бельков И.В., Виноградова Г.В.** Петрохимические типы и последовательность образования интрузивных серий в полиформационном массиве Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. *Петрология и минералогия щелочных, щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты*, с.3-13, 1985.
- Гинзбург И.В., Зайферт Ф.А., Зусман Д.** Номенклатура пироксенов. *Минералогический журнал*, № 5, с.67-84, 1989.
- Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А.** Породообразующие пироксены. *М., Наука*, 454 с., 1971.
- Дубровский М.И.** Тренды дифференциации оливиннормативных магм нормальной щелочности и соответствующие им породные серии. *Апатиты, изд. КНЦ РАН*, с.336, 1998.
- Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. *М., Недра*, с.287, 1997.
- Кухаренко А.А., Булах А.Г., Ильинский Г.А.** Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. *Тр. Ленинградского общества естествоиспытателей. Л., Недра*, т.22, вып.2, с.280, 1971.
- Маракушев А.А., Мостафа Абдель Азиз, Батанова А.М.** К петрологии апатитоносных анортозит-габбро-сиенитовых массивов. *ДАН СССР*, т.289, № 1, с.184-188, 1986.
- Нестеренко Г.В., Альмухамедов А.И.** Титан в пироксенах дифференцированных трапов. *Геохимия*, № 8, с.72-79, 1966.
- Осокин А.С.** Размещение и вещественный состав апатит-титаномагнетит-ильменитовых руд массива Гремяха-Вырмес. *Апатиты*, с.90, 1987.
- Полканов А.А., Елисеев Н.А., Елисеев Н.Э., Кавардин Г.И.** Массив Гремяха-Вырмес на Кольском п-ве. *М., Наука*, с.236, 1967.
- Радченко М.К., Реженова С.А.** Черты минералогической эволюции в раннем расслоенном комплексе массива Гремяха-Вырмес. *Щелочной магматизм северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты, изд. КНЦ АН СССР*, с.56-66, 1990.
- Реддер Э.** Ликвация силикатных магм. *Эволюция изверженных пород. М., Мир*, с.24-67, 1983.
- Саватенков В.М., Сулимов Р.Б., Сергеев А.В.** Sm-Nd, Rb-Sr и Pb-Pb изотопные систематики базит-гипербазитов в массиве Гремяха-Вырмес: роль корово-мантийного взаимодействия при магмогенерации и рудообразовании. *Зап. ВМО*, № 5, с.15-25, 1998.
- Уэйджер Л., Браун Г.** Расслоенные изверженные породы. *М., Мир*, с.552, 1970.
- Фишер Р.** Несмесимость расплавов, содержащих окислы тяжелых металлов, силикаты и фосфаты и значение несмесимости для геохимии и учения о рудных месторождениях. В кн: *Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М., Издательство иностранной литературы*, с.411-458, 1954.
- Юдин Б.А.** Титаномагнетитовое оруденение в Цагинском массиве габбро-лабродаритов. *Вопросы минералогии и геологии Кольского полуострова. Л., изд. АН СССР*, вып. 3, с.1-38, 1960.