Записки Ленинградского ордена Ленина, ордена Октябрьской Революции
и ордена Трудового Красного Знамени горного института им. Г.В.Плеханова,
1983, т.95

УДК 552.323: [541.57 + 553.2 + 551.263]

О МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ ДРЕВНИХ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ В СВЯЗИ С ФОРМАЦИОННОЙ ТИПИЗАЦИЕЙ

Г.Л.ЧАБАЛДИН

С древними ультрамафитами генетически или пространственно связаны практически интересные месторождения хрома, никеля, асбестов, талька и других полезных ископаемых, поэтому выявление основных факторов и особенностей состава, которыми определяется их минерагеническая специализация, имеет существенное значение для формационного анализа и для прогнозирования [8, I3, I7, I9, 34, 37].

По сравнению с альпинотипными гипербазитами фанерозоя древние существенно ультрамафитовые ассоциации обладают исходным своеобразием состава и подвержены более значительным, часто полиметаморфическим изменениям, которые сопровождаются перераспределением некоторых элементов [I, 6, 9, I0, I3, I4, I6, I8, I9, 26-28, 37]. Масштабы перераспределения и обусловленного им метаморфогенного рудогенеза оцениваются различно, противоречивы и генетические трактовки ряда месторождений [I4-I6, 2I-25]. При наложении на материнскую магматическую формацию разнообразных метаморфических, в частности, гидротермально-метасоматических рудогенерирующих преобразований возникают серьезные затруднения в систематике связанных с ультрамафитами гетерогенных (послеформационных) месторождений, требующие дальнейшей разработки вопросов теории и практики формационного анализа [I7, 34]. Следует также отметить, что особенности состава древних ультрамафитов значительно уменьшают, иногда исключают возможность использования при их типизации тех критериев, которые разработаны на примерах альпинотипных фанерозойских гипербазитов (отношения Хесса, железистости минералов и др.).

Не отрицая полезности и важности минералогических исследований древних ультрамафитов, необходимо учитывать, что в них не всегда опознаются регенерированные ассоциации с искаженными соотношениями элементов (особенно рудных) в самих минералах. Это накладывает соответствующие ограничения на петрологические и минерагенические выводы, базирующиеся на химизме минералов. Более универсальным признаком для сопоставления и формационно-минерагенической типизации представляется химизм пород, в том числе серпентинитов, широко развитых в большинстве гипербазитовых комплексов. Так, в частности, автометаморфические лизардитовые серпентиниты относятся к продуктам преимущественно изохимической гидратации исходного субстрата, а одноименные породы смешанного состава и оливин-антигорито-

ные (войкариты, штубахиты) без существенного искажения наследуют основные черты его химизма [2, 5, I3, 22, 26]. Это указывает на отсутствие или незначительность, локальность массообмена между гипербазитовым телом и вмещающими породами, по крайней мере до их метаморфизма в условиях амфиболитовой фации, а для петрогенных элементов в изначально «сухих» породах – даже независимо от степени и фациальной серии регионального (но не ультра-) метаморфизма [I3, I9, 26].

С учетом отмеченных особенностей, для выявления и содержательного (петролого-минерагенического) анализа устойчивых связей химизм – рудная специализация древних ультрамафитов производились выборки и пересчеты аналитических данных, а также их статистическая обработка в ИВЦ ВСЕГЕИ на ЭВМ «Минск-32»[x].

При отборе и пересчетах химических анализов учтены современные требования к их представительности по сумме компонентов (I00 ± I %) при наличии определений хрома и никеля, а также необходимой информации о составе пород. Поскольку в одних анализах приведено содержание никеля, а в других – его окиси, последняя пересчитана на металл. Если не было раздельного определения конституционной воды, в качестве показателя степени гидратации использовано значение п.п.п., так как карбонатизированные и отальк ованные породы здесь не рассматриваются.

Более 60 % средних составов пород рассчитано нами, по Карело-Кольскому региону – совместно с Н.Н.Веселовским и А.Ф.Трошковым (с использованием около I00 оригинальных анализов), остальные заимствованы из литературных источников. Объем статьи позволяет привести лишь результаты пересчетов с выборочными оценками средних и стандартных отклонений, по которым можно судить о качестве использованных петрохимических данных – все они относятся к ультраосновным породам, кроме выборки К, представляющей средние составы древних ультрамафитовых комплексов (табл.I).

Выборка хромитоносных гипербазитов – Х (22 средних по 327 частным анализам) объединяет ультраосновные породы Кемпирсайского, Войкаро-Сыньинского и Рай-Изского массивов Урала, а также формационные средние дунитов и гарцбургитов одноименного типа [4, 24-26]. Новые данные о возрасте этих массивов позволяют отнести их к типичным представителям относительно древних (поздний докембрий – ранний палеозой) альпинотипных ассоциаций с отчетливой хромитовой специализацией [24-26].

Древние асбестоносные ассоциации – А (29 – по 425) представлены близкими по возрасту ультрамафитами Сысертских месторождений, Мугоджар, Саяна (Иджимского массива), Тувы и Прибайкалья, а также раннедокембрийскими асбестоносными (антофиллит, хризотил, иногда тремолит) комплексами и массивами Карело-Кольского региона, Финляндии и Родезийского кратона [2, 5, 7-9, I2, I8, 22, 26].

---

[x] Консультации и помощь в использовании ЭВМ автору были оказаны Ю.Б.Марином и Б.Г.Ваштейном.

Таблица I

Выборочные средние $\bar{x}$ и стандартные отклонения σ массовой доли компонентов химического состава древних гипербазитов, %

Компоненты	Х (22)[x]		А (29)[x]		Н (23)[x]		П (74)[x]		К (42)[x]	
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ
SiO_2	38,4	2,7	39,I	2,2	37,6	2,2	38,4	2,4	38,9	2,9
TiO_2	0,04	0,04	0,04	0,04	0,2I	0,I3	0,09	0,II	0,2	0,3
Al_2O_3	0,93	0,35	0,9I	0,58	2,I	I,3	I,3	I,0	2,I	I,6
Fe_2O_3	3,9	I,6	3,9	I,8	6,7	I,8	4,8	2,2	5,8	2,6
FeO	4,4	I,7	4,0	I,9	4,9	2,3	4,4	2,0	5,2	2,4
MnO	0,II	0,03	0,I2	0,05	0,I5	0,04	0,I3	0,05	0,I5	0,06
MgO	42,0	2,7	4I,7	3,3	35,8	3,3	39,9	4,2	38,2	5,6
CaO	0,52	0,38	0,36	0,29	I,I	0,7	0,63	0,56	I,3	1,3
Na_2O	0,08	0,04	0,08	0,09	0,I6	0,II	0,I0	0,09	0,I3	0,I3
K_2O	0,04	0,03	0,03	0,04	0,I4	0,I2	0,07	0,09	0,07	0,07
H_2O^+	8,9	4,5	8,9	4,2	9,5	3,8	8,9	4,I	9,I	2,8
Cr_2O_3	0,49	0,32	0,44	0,22	0,48	0,22	0,47	0,25	0,43	0,23
Ni	0,I6	0,08	0,22	0,04	0,2I	0,I2	0,2I	0,08	0,20	0,05
Сумма	99,99		99,40		99,05		99,40		99,78	

[x] Х, А, Н – условные обозначения выборок соответственно хромитоносных, асбестоносных и никеленосных гипербазитов; П – объединенная выборка ультраосновных пород (Х + А + Н); К – средний состав ультрамафитовых комплексов; в скобках – объемы выборок.

К никеленосным и ассоциирующим с ними гипербазитам – Н (23 – по I55) относятся раннедокембрийские комплексы Карело-Кольского региона (аллареченский, ровнинский и др.), Канадского щита (пояса Томпсон), УКЩ (Приднепровья), КМА и Идарского пояса Сибирской платформы [3, II, I4, I6, I9, 28, 3I, 35, 36]. Для факторного анализа в эту выборку условно включены дунитовые ксенолиты из кимберлитов Сибири [II].

На статистические оценки средних и структуру корреляционных связей петрохимических компонентов не оказывают существенного влияния те единичные составы близких по химизму гипербазитов, которые условно включены в сопоставляемые выборки. Тем не менее формационная однотипность некоторых комплексов, принятая априорно исходя из преобладающих представлений, нуждается в пересмотре, судя по результатам факторного анализа.

Объединенная выборка средних составов ультраосновных пород – П (74 – по 907) в общем отражает количественные соотношения типичных разновидностей гипербазитов при их незначительно варьирующей пестрости в ис-

ходных выборках: дунитов и оливинитов (20 – по 308), гарцбургитов (16 – по 332), войкаритов (2 – по 4) и различных серпентинитов (36 – по 263), обычно преобладающих в составе рассматриваемых ассоциаций. Выборка средних составов древних существенно гипербазитовых комплексов, поясов и массивов, отчасти дискуссионной принадлежности, – К объединяет ультрамафиты (включая пироксениты) раннего докембрия Карело-Кольского региона и древние – преимущественно позднедокембрийские – пояса юга Сибири [3, 5, 7, 11, 16, 36].

Переходя к обсуждению результатов корреляционного и факторного анализов (табл.2, рис.1, 2), следует отметить, что последний проводился в модификации главных компонент (МГК), отвечающей существу поставленной задачи: изучению взаимоотношений между петрогенными и рудными элементами

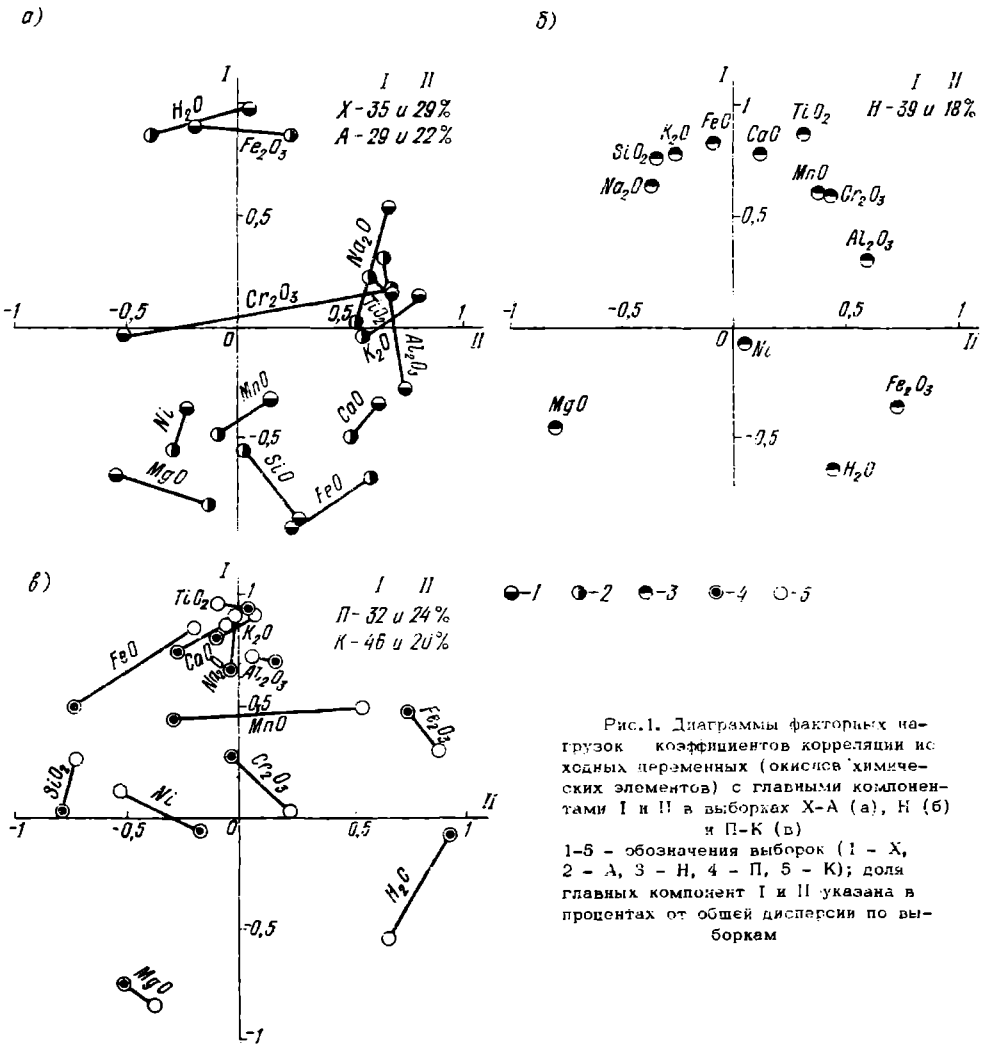


Рис.1. Диаграммы факторных нагрузок коэффициентов корреляции исходных переменных (окислов химических элементов) с главными компонентами I и II в выборках X-A (а), H (б) и П-К (в)
1-5 – обозначения выборок (1 – X, 2 – A, 3 – H, 4 – П, 5 – К); доля главных компонент I и II указана в процентах от общей дисперсии по выборкам

Таблица 2

Сопоставление парных коэффициентов корреляции[x] компонентов химического состава в различных выборках ультрамафитов

Компоненты	Выборка	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	Cr_2O_3	Ni	Выборка
SiO_2	Ф[xx]	100	–	+	–79	+83	+	+	+45	–	–	–65	–	+	Х
	П	100	–	–	–42	+	+	+	+	–	–	–55	–	+	А
	К	100	+47	+	–51	+59	+	–	+62	+49	+60	–67	+	+	Н
TiO_2	Ф	+37	100	+	–	–	+	–	+	+44	+67	+	–	+	Х
	П	–	100	+	+	+	+	–	+	–	–	–	+55	–	А
	К	+	100	+53	–	+67	+48	–62	+52	+53	+64	–	+57	–	Н
Al_2O_3	Ф	+47	+87	100	–	+	+	–	+52	+	+51	–	–	+	Х
	П	–	+68	100	+52	+	–	–	–	+	+43	–	+	–	А
	К	+	+66	100	+	+	+	–57	+	–	–	–	+	–	Н
Fe_2O_3	Ф	–	+	–	100	–88	–	–59	–	+	–	+66	+	–	Х
	П	–57	+43	+41	100	–52	–	–66		+	+	+53	+	–53	А
	К	–61	+	+	100	–	+	–46	–	–43	–	+47	+	+	Н
FeO	Ф	–	+	+	–38	100	+	+50	+	–	+	–90	–	+	Х
	П	+46	+43	+	–29	100	+	+39	+66	+	+	–76	+	+	А
	К	+	+77	+55	+	100	+49	--	+52	+46	+58	–75	+49	+	Н
MnO	Ф	–	+	+	+	+26	100	–	+	–	–	–	+	+	Х
	П	+	+38	+	+	+38	100	+44	–	–	:	–44	–	+	А
	К	–	+	+	+50	+	100	–45	+62	+	+	–	+	–	Н
MgO	Ф	–81	–75	–65	+	+	+	100	–	–65	–	–70	+	+	Х
	П	+	–70	–63	–75	+	–	100	+	–	+	–67	–	+48	А
	К	–	–79	–61	–59	-61	–53	100	–	–	..	–	–46	–	Н
CaO	Ф	+75	+47	+53	–	–	–	–85	100	+	+	–	–	+	Х
	П	+23	+62	+45	+	+51	+34	–46	100	+	+	–52	+	–	А
	К	+	+77	+43	+	+66	+	–77	100	–	+	–49	+55	+	Н
Na_2O	Ф	+41	+74	+90	–	+	+	–74	+40	100	+56	+48	–	–66	Х
	П	+	+51	+25	+	+27	+	–36	+35	100	+88	–	+	–	А
	К	+	+86	+51	+	+70	+	–69	+82	100	+85	–	+	–	Н
K_2O	Ф	+36	+54	+50	–	+	+	–56	+47	+56	100	+	–	–	Х
	П	+	+71	+30	+	+40	+27	–46	+53	+83	100	–	+	–	А
	К	+	+91	+60	+	+74	+	–71	+72	+90	100	–	+	–	Н
H_2O^+	П	–68	–	–	+53	–75	–28	–45	–29	–	–	100	–	–	Х
	К	–57	–50	–	+	–71	+	+	–44	–46	–44	100	–	–	Н
Cr_2O_3	П	+	+24	+	+	+24	+	–	+	+	+	–	100	+	Х
	К	–	–	+	+	–	+	+	–	+	–	–	100	–	А
														+	Н
Ni	П	+	–	+	–	+	+	+	+	–	–	–	–	100	Х
	К	+	+	+	–	+	–	+	+	+	+	–	–	100	А
															Н

[x] Коэффициенты корреляции увеличены в 100 раз. Для коэффициентов корреляции с модулем меньше критического значения при 95 % вероятности указаны знаки + или –.

[xx] Ф – фанерозойская дунит-гарцбургитовая формация (10 окислов [30]); обозначения остальных выборок соответствуют табл. 1.

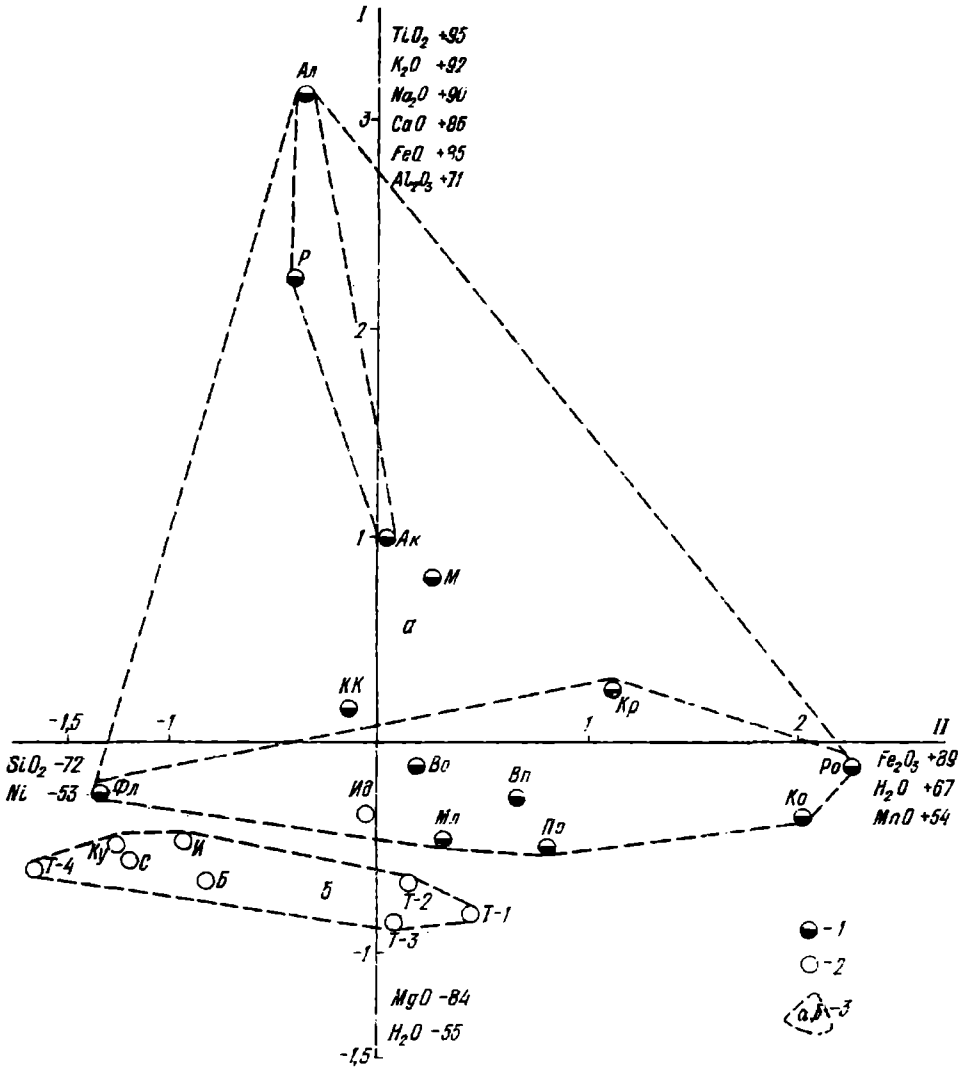


Рис.2. Диаграмма значений главных компонент I и II для выборки К
1 - Карело-Кольский регион [3, 7, 14, 16, 36, с дополнениями]; 2 - юг Сибири [5, 11, 28]; 3 - поля кратонотипных (а) и альпинотипных (б) ассоциаций; комплексы и массивы Карелии и Кольского полуострова: Ал - аллареченский, рудоносные массивы; Ак - тот же комплекс, безрудные (копосовского типа); Вп - Ветреного пояса, лопийский комплекс; Во - Волоцкого оз., КК - средний по региону, Ко - Кочмозерский, Кр - Коросозерский, М - монастырский, Мл - Маткалахтинской зоны, Пз - Пулозерский, Р - ровнинский, Ро - Рыбозерский, Фл - фалалейский; гипербазитовые пояса юга Сибири: Б - Борусский, И - Ильчирский, Ид - Идарский, Ку - Куртушибинский, С - Сангиленский, Т-1 и Т-2 - Центрально- и Западно-Тувинский, Т-3 и Т-4 - Южно- и Восточно-Тувинский

в различных по минерагенической специфике гипербазитовых системах для выявления и содержательного анализа тех устойчивых связей и основных факторов изменчивости, которыми определяется их рудная специализация.

Генетическая интерпретация выявленных эмпирических закономерностей и тенденций является самостоятельной темой, частично рассматриваемой здесь в плане постановки задач.

Методика и примеры использования МГК в петрохимических исследованиях различных, в том числе докембрийских интрузивных образований, излагались неоднократно [19, 30], что позволяет отметить лишь некоторые особенности: кроме традиционных десяти петрогенных окислов в анализ включены главные рудные элементы гипербазитов и вода (конституционная). Это существенно повышает геохимическую и минерагеническую информативность результатов и дает возможность оценить степень гидратации рассматриваемых рудоносных ассоциаций. Судя по данным табл.I, преобладают во всех выборках серпентиниты и существенно гидратированные гипербазиты – в среднем около 70 %, с коэффициентами вариации 30–50 %. Последнее обстоятельство стоит отметить особо, поскольку серпентинизация нередко игнорируется, что представляется неправомерным при формационных и минерагенических исследованиях не только древних, но и других гипербазитов.

Пересчеты на «сухой» состав произведены для сравнения средних содержаний петрогенных компонентов в выборке К с фанерозойскими дунит-гарцбургитовой – выборка Ф (по 62-м средним) и перидотит-пироксенитовой (по 26 средним) формациями [30]. От первой из них древние ультрамафитовые комплексы отличаются с вероятностью не менее 0,95 (по t-критерию) более высокими содержаниями окиси железа и низкими – кальция и алюминия, а от второй, кроме того, повышенной магнезиальностью при меньшем содержании закиси железа, титана, кремния и натрия. Устанавливается и заметное различие между выборками Ф и К по корреляционным связям, в частности для титана: в фанерозойских комплексах за счет значимой положительной связи с кремнием, алюминием, кальцием и щелочами он входит в группу фельсифилов, тогда как в древних титан проявляет и гомеофильные свойства благодаря сильной положительной связи с закисным железом при отсутствии значимой связи с кремнием (см. табл.2). Вероятно, этим объясняется и высокая факторная нагрузка на закись железа компоненты I в выборке К по сравнению с выборкой П (см. рис.I, в).

Сравнение выборочных средних Х, А и Н (см. табл.I) показывает, что по содержанию окислов кремния, хрома, закиси железа и степени гидратации они не различимы статистически. Выборки Х и А не отличаются и по средним содержаниям других элементов, за исключением никеля: в выборке А его содержание максимально, а дисперсия минимальна, причем только в этих – асбестоносных гипербазитах никель имеет значимую положительную корреляцию с магнием и отрицательную с окисным железом (см. табл.2). Выявленная геохимическая особенность древних асбестоносных гипербазитов согласуется и с минерагеническим своеобразием некоторых комплексов Восточной Карелии [37], в составе которых широко развиты существенно лизардитовые серпентиниты. С зонами асбестизации в таких серпентинитах связано эпигенетическое сульфидно-никелевое, в том числе хизлевудитовое оруденение, что представляет поисковый интерес и в других районах распространения подобных пород, хотя их формационная принадлежность дискуссионна.

Хромитоносные гипербазиты, несмотря на отмеченное выше сходство состава с асбестоносными, заметно отличаются от них структурой корреляционных связей хрома, отражающей, очевидно, рудную специализацию (см. рис.I, а). Кроме того, из табл.2 следует, что для них специфичны значимые положительные коэффициенты корреляции кальция с алюминием, натрия с водой и обратная ковариация натрия с магнием и никелем, тогда как в асбестоносных прямо коррелированы магний с никелем и окись железа с алюминием и отрицательно никель с окисью железа, марганец с водой. При факторном анализе выявляется определенная связь хрома с магнием, поскольку эти элементы имеют значимые отрицательные нагрузки в главной компоненте П (см. рис.I, а). Такая связь является характерной особенностью выборки Х и согласуется с известными закономерностями минерагении хромитоносных гипербазитов [2I, 24, 25]. Непротиворечивая генетическая трактовка этой связи и основных морфоструктурных особенностей хромитовых месторождений достигается, по мнению автора, с привлечением механизма ликвации [2I, 25], хотя для прочих связей не исключены и другие варианты.

Никеленосные гипербазиты (выборка Н) значимо отличаются от средних составов выборок А и Х более высокими содержаниями титана, алюминия, окиси железа, марганца, кальция и щелочей за счет пониженной магнезиальности, что сближает их с пироксенит-перидотитовой формацией [20, 30]. Специфична и структура корреляционных связей выборки Н – в основном за счет положительной корреляции кремния с титаном и щелочами; титана с алюминием, закисным железом, марганцем и кальцием; закиси железа с марганцем, натрием, калием и хромом; кальция с марганцем и хромом и отрицательной связи магния с титаном, алюминием, хромом; окиси железа с натрием. На диаграмме это находит отражение в структуре главных компонент: хром противостоит магнию и тяготеет к фельсифилам (см. рис.I, б), в основном за счет положительной корреляции с закисным железом и кальцием (см. табл.2), а магний противопоставлен во П компоненте окиси железа, алюминию и воде. Вторая компонента отражает, судя по выборкам Н, П и К, фактор гидратации – серпентинизации, сопровождающейся окислением железа.

Анализируя структуру генеральной компоненты выборок П, К и Н (см. рис.I и 2) и учитывая минералогические особенности никеленосных гипербазитов (повышенную железистость и титанистость хромшпинелидов, наличие в них пластинчатых вростков ильменита типа структур распада и сульфидно-силикатных включений), можно заключить, что компонента I связана с фактором дифференциации: сначала, вероятно, ликвационной (обособление сульфидных капель), а затем и кристаллизационной. Свидетельством последней являются идиоморфные включения хромшпинелидов в оливине (раннемагматические), а также неоднородные, отчетливо зональные зерна в интерстициях оливиновых агрегатов и в пироксенах, с обогащенными железом, марганцем, титаном и ванадием внешними зонами [23]. Обоснованность такой трактовки подтверждается и результатами факторизации обобщенных выборок П и К (см. рис.I, в и 2), в которых магний противостоит фельсифилам и «базальтоидным» элементам. Все это дает основание связывать генераль-

ную компоненту изменчивости древних гипербазитов и фактор дифференциации в целом с высокой степенью плавления мантийного вещества и магматического фракционирования. И если для наиболее магнезиальных альпинотипных гипербазитов (поле δ на рис.2) вероятна реститовая природа [5, 26, 29], то обогащенные титаном, щелочами, кальцием, глиноземом и закисью железа кратонотипные ультрамафиты (поле α) прошли, судя по всему, магматический путь развития.

Обособленное место в поле α занимают никеленосные комплексы аллареченский, ровнинский и примыкающий к ним монастырский, в расположении которых фиксируется своеобразный тренд, отличный от направления общей изменчивости других гипербазитовых комплексов. В совокупности с отмеченными выше особенностями состава и структуры корреляционных связей, а также геолого-петрографическими характеристиками [3, 14, 20, 35], этот тренд является дополнительным аргументом в пользу отнесения перечисленных комплексов и сходного с ними стрельнинского к самостоятельной пироксенит-перидотитовой формации [20, 32].

Следует отметить, однако, что в составе Монастырского массива наряду с серпентинизированными гипербазитами дунит-перидотитового ряда и пироксенитами отмечены пикрито- и меймечитоподобные породы, что послужило основанием для предположения о возможной связи с Монастырской тектонической зоной кимберлитов [36]. Это предположение подтверждается сообщением о проявлении кимберлитового магматизма на северо-восточном продолжении упомянутой зоны в районе Зимнего берега Белого моря [33], что открывает новые перспективы для формационно-минерагенических исследований юго-восточной части Балтийского щита и его склонов.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамович И.И., Клушин И.Г., Петрохимия глубинного строения Земли. Недра, 1978, 375 с.

Артемов В.Р., Колбанцев Р.В., Кушнырь Структурные составные руд Саянского месторождения хризотил-асбеста. Недра, 1978, 125 с.

3. Бакушкин Е.М. Формационное деление никеленосных базит-гипербазитов северной обрамления Печенги. – В кн.: Магматические формации и рудоносность базит-гипербазитов Кольского полуострова. Апатиты, изд. КФ АН СССР, 1980, с. 51-65.

Белинский В.В. и др. Особенности химизма гипербазитов различных формаций и их петрогенетическое значение. – ДАН СССР, 1979, т. 191, с. 203-206.

Бельянский В.В., Бартанова Н.С. Закономерности в химизме гипербазитов Тувы. – В кн.: Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск, Наука, 1980, с. 14-27.

6. Веселовский Н.Н. Факторы контроля хризотил-асбестовой минерализации Печенги и условия ее образования. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты, изд. КФ АН СССР, 1978, с. 29-38.

7. Веселовский Н.Н., Рундквист Т.В. Гипербазиты Фалалеева и их рудоносность. В кн.: Магматические формации и рудоносность базит-гипербазитов Кольского полуострова. Апатиты, изд. КФ АН СССР, 1980, с. 101-112.

8. Веселовский Н.Н., Шабалдин Г.П. Особенности асбестообразования в разновозрастных гипербазитах Карело-Кольского региона. – В кн.: Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории. Тезисы д-дов к VI съезду ВМО. Л., Наука, 1981, с. 70–71.

9. Виноградов Л.А. Гипербазитовая формация юго-запада Кольского полуострова. Автореф. канд. дисс. Воронеж, изд. ВГУ, 1970, 26 с.

10. Геохимические особенности ультраосновных и основных интрузивных комплексов Украинского щита (в связи с оценкой их никеленосности)/ Авт.: З.А.Бурцева, М.М.Ильвицкий, Р.В.Колбашев и др. Л., Недра, 1976, 152 с.

11. Глазунов О.М., Корнаков Ю.Н. Гипербазиты и химический состав верхней мантии складчатого обрамления юга Сибирской платформы. – Геохимия, 1973, № с. 723–731.

12. Грудинин М.И. Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. Новосибирск, Наука, 1979, 156 с.

13. Жданов В.В. Гипербазиты докембрийских щитов. – В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, Наука, 1973, с. 162–176.

14. Зак С.И. Гипербазитовая формация Кольского полуострова. Л., Наука, 1980, 160 с.

15. Золоев К.К. Месторождения хризотил-асбеста в гипербазитах складчатых областей. М., Недра, 1975, 192 с.

16. Кайряк А.И. и др. Никеленосность юго-восточной части Балтийского щита. – В кн.: Проблемы петрологии в связи с сульфидным медно-никелевым рудообразованием. М., Наука, 1981, с. 51–66.

17. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / Под ред. Д.В.Рундквиста. Л., Недра, 1978, 607 с.

18. Лавров М.М. Гипербазиты и расслоенные перидотит-габбро-норитовые интрузии докембрия Северной Карелии. Наука, 1979, 136 с.

19. Магматические формации раннего докембрия территории СССР. 2-я кн. М., Недра, 1980, с. 206.

20. Магматические формации СССР / Под ред. Б.Л.Масайтиса. Л., Недра, 1979, 318 с.

21. Маракушев А.А. О генезисе хромитовых руд и вмещающих их гипербазитов. – Геология рудн. месторожд., 1980, № с. 3–23.

22. Месторождения антофиллит-асбеста СССР / Под ред. И.Ф.Романовича. М., Недра, 1976, 247 с.

23. Минералогия медно-никелевых месторождений Кольского полуострова Под ред. Г.И.Горбунова. Л., Наука, 1981, 352 с.

24. Москалева С.Б. Гипербазиты и их хромитоносность. Л., Наука, 1974, 279 с.

25. Павлов Н.В., Григорьева И.И. Месторождения хрома. – В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 1. М., Недра, 1974, с. 168–220.

26. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Под ред. В.С.Соболева, Н.Л.Добрецова. Новосибирск, Наука, 1977, 221 с.

27. Пинус Г.В. Об особенностях состава ультраосновных пород, слагающих гипербазитовые пояса складчатых областей (на примере изучения гипербазитов Алтае-Саянского пояса). – Изв. АН СССР, Серия геол., 1957, № 3, с. 27–35.

28. Проскуряков В.В., Баташев Е.В., Зак С.И. и др. Роль процессов метаморфизма в формировании медно-никелевых месторождений. – В кн.: Проблемы петрологии в связи с сульфидным медно-никелевым рудообразованием. М., Наука, 1981, с. 106–119.

29. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М., Недра, 1981, 584 с.

30. Скублов Г.Т., Мария Ю.Б., Ваништейн Б.Г. Петрохимическая эволюция интрузивных формаций. – Зап. ВМО, 1977, вып. 5, с. 606–628.

31. Слюсарев В.Л., Куликов В.С. Геохимическая эволюция базит-ультрабазитового магматизма протерозоя. Тр. Ин-та геологии Кэрел. ф-ла АН СССР, т. 14. Л., Наука, 1973, 104 с.

32. Смолькин В.Ф. Состав и свойства оливина стрельнинского перидотит-пироксенитового комплекса. – В кн.: Новые данные о минералах Кольского полуострова. Апатиты, изд. КФ АН СССР, 1979, с. 82–85.

33. Станковский А.Ф. и др. Новый тип магматизма в венде севера Русской платформы. – ДАН СССР, 1979, т. 247, № 6, с. 1457–1460.

34. Строна П.А. Главные типы рудных формаций. Л., Недра, 1978, 199 с.

35. Чернышев Н.М. и др. Гипербазиты КМА. Воронеж, изд. ВГУ, 1981, 232 с.

36. Шабалдин Г.П. Находка меймечитоподобных горных пород на юго-востоке Балтийского щита. – Зап. ВМО, 1979, вып. 1, с. 103–107.

37. Шабалдин Г.П. Некоторые особенности состава и физических свойств асбестоносных гипербазитов Кандалакшской зоны (Восточная Карелия) в связи с оценкой их практического значения. – В кн.: Геология, поиски и разведка рудн. полез. ископ. Межвуз. сб. Л., изд. ЛГИ, 1980, вып. 5, с. 85–91.