

Академия наук  
СССР



---

# ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ МАГНЕТИТА

Издательство · Наука ·



Академия наук СССР  
Дальневосточный научный  
центр  
Дальневосточный геологический  
институт

# ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ МАГНЕТИТА

3110



Издательство  
"Наука"  
Москва  
1980



Парагенезисы микроэлементов магнетита. М.: Наука, 1980.

В работе отражены результаты изучения 700 проб магнетита магматических пород и руд Дальнего Востока различными физико-химическими методами. Освещаются новые методики рентгенофлюоресцентного и эмиссионного спектрального анализа, приведены данные по термо-ЭДС магнетита. Разработанные алгоритмы для расчетов на ЭВМ позволяют оценить степень близости магнетитов различных генетических групп, расшифровывать компонентный состав магнетитовых смесей россыпей, гибридных и измененных пород. При поисках полезных ископаемых шлиховым методом предлагающая методика позволяет восстанавливать области сноса, выявлятьрудные зоны. Впервые описываются новые разновидности магнетита, содержащие кремний, кальций, марганец, цинк, олово.

Табл. 63. Ил. 11. Библ. 84 назв.

Авторы:

С.А. Щека, А.Г. Пятков, А.А. Вржосек,  
Г.Б. Левашев, Р.А. Октябрьский

Ответственный редактор

доктор геол.-мин. наук

А.А. МАРАКУШЕВ

## ВВЕДЕНИЕ

Магнетит относится к минералам, известным человечеству с незапамятных времен, однако лишь в последние десятилетия он привлек к себе достойное внимание минералогов и геохимиков. Кристаллизуясь в заключительные этапы эволюции магматических расплавов или из гидротермальных растворов, он "консервирует" в своем составе данные о таких термодинамических параметрах среды минералообразования, как исходный состав расплава (раствора), его окислительные и щелочные свойства, температура и кинетика процесса. Однако прямое использование этого минерала в качестве минерала-индикатора перечисленных факторов часто затрудняется их разнонаправленным влиянием на характеристики магнетита. Это в свою очередь требует набора большого числа параметров магнетита и особого математического аппарата, позволяющего учитывать удельный вес каждого признака. Решение подобных задач оказалось возможным с развитием физико-химических методов исследований и внедрением в обработку аналитических данных быстродействующих ЭВМ.

С целью исследования возможности магнетита при расчленении магматических пород и оценки их генезиса в лаборатории физико-химических методов ДВГИ были разработаны соответствующие методики определения состава и свойств этого минерала и расчета получаемых результатов. Подобные попытки предпринимались неоднократно [6, 9] и даже при малом наборе параметров магнетита они оказывались успешными при выделении узких региональных групп магматических пород.

Авторами изучено около 700 проб магнетита из различных магматических комплексов Приморья и ряда других районов (рис. 1). В коллекции представлены практически почти все составы пород и все их генетические разновидности, а также связанные с ними руды.

Анализ магнетитов на основные элементы выполнялся рентгенофлюоресцентным методом А.Г. Пятковым и стандартным химическим-аналитиками Ж.А. Щека, Е.А. Лаговской, В.Г. Кохановой. Элементы примеси определялись Т.В. Ланковой с помощью эмиссионного спектрального анализа. Отдельные мессбаузеровские спектры снимались Е.В. Ламыкиным, определения параметров кристаллической решетки выполнены Р.И. Мартиной и А.А. Карабзовым. Анализы на электронном микрозонде проведены И.М. Романенко и В.М. Чубаровым. В.Г. Шаком и А.Г. Пятковым разработаны некоторые алгоритмы и

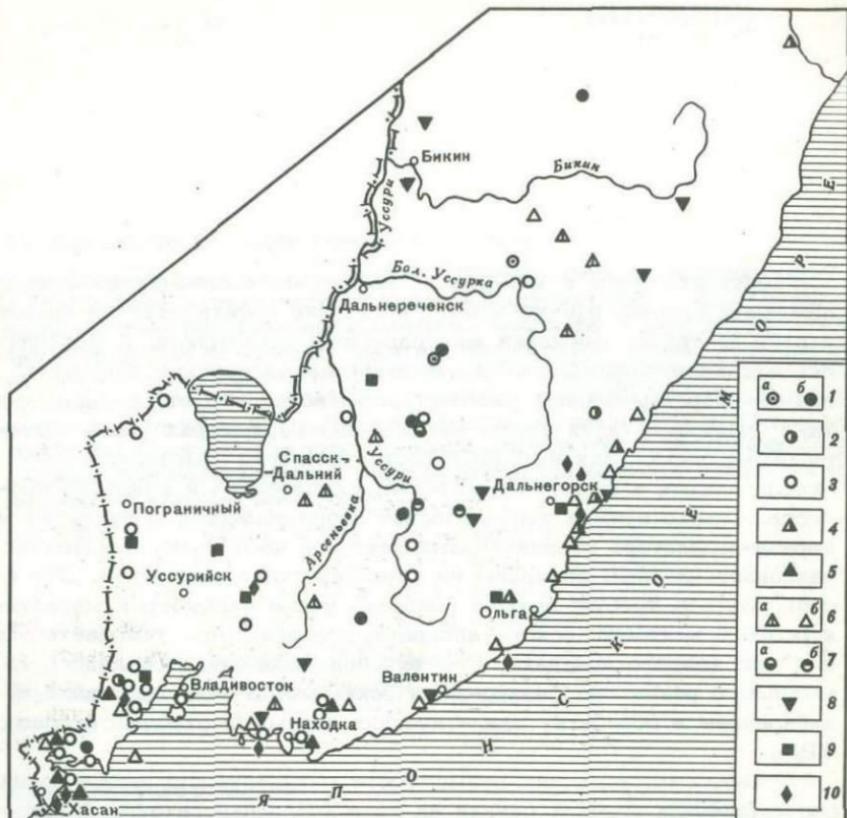


Рис. 1. Схема отбора проб магнетита из магматических комплексов и руд Приморья

1 - гипербазиты: а - эфузивные, б - интрузивные; 2 - базальты толеитовые; 3 - габброиды; 4 - кислые эфузивы; 5 - диориты, плагиограниты; 6 - гранодиориты (а), граниты и адамеллиты (б); 7 - базальты щелочные (а), трахибазальты и трахиандезиты (б); 8 - монцонитоиды и щелочные граниты; 9 - скарны; 10 - шлиховые пробы

выполнены все расчеты на ЭВМ. В оформлении работы большую помощь оказал В.Г. Сазонов.

В основу работы положены материалы авторов, а также использованы единичные образцы других исследователей. Кроме авторов, в отдельных разделах принимали участие В.Г. Шак, Т.В. Ланкова, О.И. Горбатюк, А.А. Стрижкова, М.Н. Назаров. Авторы считают своим приятным долгом выразить искреннюю благодарность всем сотрудникам, способствовавшим выполнению предлагаемой работы.

# МЕТОДИКА ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

## ЛАБОРАТОРНЫЕ МЕТОДЫ ВЫДЕЛЕНИЯ И АНАЛИЗА МАГНЕТИТА

В связи с широким внедрением в практику минералогических исследований математических и физико-химических методов стали реальными возможности использования различных характеристик минералов для оценки условий их кристаллизации. Наиболее благоприятным объектом для подобных исследований служит магнетит. Это обусловлено, с одной стороны, кристаллизацией его в широком интервале термодинамических условий и в различных геохимических средах. С другой стороны, он обладает специфическими физическими свойствами — магнитностью, высоким удельным весом, стойкостью к выветриванию, облегчающими выделение мономинеральных фракций, а также способствующими накоплению этого минерала в аллювии.

Для того чтобы показать использование магнетита в качестве минералогического индикатора магматических комплексов, в лаборатории физико-химических методов ДВГИ были разработаны необходимые методики и проведено изучение состава и свойств магнетитов различных (от щелочных до ультраосновных) изверженных пород. Все исследования выполнены по единой методике, что обеспечивает достаточную сравнимость материалов.

Выделение монофракций включает дробление породы до крупности частиц, приводящей к вскрытию зерен магнетита, отделение магнитной фракции магнитом, отмытку ее от пыли в спирте и очистку магнитной фракции под бинокуляром. Для кислых и щелочных пород лучшие результаты получаются отмыткой из дробленой породы черного шлиха и дальнейшей перечисткой его с помощью магнетита. Применение магнита, способного перемещаться в немагнитном чехле, позволяет менять величину магнитного поля и после нескольких перечисток магнитной фракции получить довольно чистую фракцию магнетита, если размеры его зерен в исходной породе не менее 0,1 мм.

Выделение более мелких зерен, особенно находящихся в ассоциации с минералами, близкими по удельному весу к магнетиту, (в основных и ультраосновных породах, в эфузивах), представляет значительную трудность. В этом случае порода сначала измельчается до 3–4 мм в шековой или валковой дробилке, затем отделяется магнитная фракция (куда попадает железная стружка и часть магнетита), а дробленая фракция растирается в агатовой или фар-

форовой мельнице до 0,01 мм. Из полученного порошка выделяется магнитная фракция, которая подвергается неоднократному отмучиванию и магнитным перечисткам в спирте или дистиллированной воде. Последнее необходимо в случае, когда возможно загрязнение пробы железной стружкой из ступки, которая в воде быстро окисляется и благодаря этому может быть отделена под бинокуляром. Полученные таким образом мономинеральные фракции могут содержать примеси силикатов (существенно не изменяет набор микроэлементов) или сульфидов (заметно не влияет на содержания основных компонентов). Отделение свободных зерен ильменита производится путем многократной магнитной перечистки магнитной фракции в слабом магнитном поле (при максимальном удалении магнита от поверхности чехла), однако полного отделения ильменита достичь очень трудно.

Из полученных фракций магнетита отбираются навески на рентгеноструктурный анализ, мёссбауэровские исследования и измерения термо-ЭДС. Определение параметров кристаллической решетки магнетитов проводилось фотометодом на приборе УРС-60 с камерой РКД ( $D = 57$  мм) или на дифрактометре ДРОН-1 с внутренним стандартом. Расчет величины ребра элементарной ячейки проведен по отражениям (731), (553), (800), что обеспечивает точность расчета  $\pm 0,005 \text{ \AA}$ .

Мёссбауэровские спектры снимались на спектрометрах MS -10К (постоянных скоростей) и ЯГРС-4 и обсчитывались графическим способом. Величины термоэлектрического тока (ТЭДС), возникающего в зернах магнетита при создании в них разности температур, измерялись на установке Г.И. Сканави и А.М. Каштановой [34]. Последняя представляет собой два медных электрода, из которых один нагревается (до  $100\text{--}150^\circ\text{C}$ ), а другой имеет постоянную температуру проточной воды. Индуцированный в зернах ток снимается с электродов микроамперметром. Величина измеряемых зерен магнетита — не менее 0,1 мм, количество — 10–40 штук. За истинное значение ТЭДС принимается среднестатистическое. Детально методика термоэлектрических измерений описана Г.А. Горбатовым [15, 16].

Состав исследуемых магнетитов определялся как обычным химическим анализом, так и рентгенофлюоресцентным методом. Методика последнего разработана в ДВГИ А.Г. Пятковым и И.М. Романенко. Проба весом 100 мг сплавляется с 1 г  $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$  при  $T = 1160^\circ\text{C}$  в графитовом тигле, затем спек дробится и из полученного порошка прессуется таблетка на подложке из борной кислоты (давление 20 т, площадь таблетки  $7 \text{ cm}^2$ ). Анализ проводится на спектрометре VRA-2(Cr, Ni, V) и на квантometре ФРК-2 (Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca) с рентгеновской трубкой БХВ-9, Pd –анод, режим: 25 кВ, 60 мА. Расчет концентраций проводился как по аналитическим графикам ( $C - I_{\text{OTH}}$ ), так и с помощью ЭВМ "МИР-2". Программа включает расчет функциональной зависимости аппроксимационной кривой и нахождение искомой концентрации по полученным коэффициентам. Ошиб-

ка анализа на Ti, Ca, Fe составляет 1–4%, на Mg, Mn, Al, Cr, V, Ni – 6–12%, чувствительность – 0,02–0,05%. Метод достаточно экспрессен – 5–10 анализов за 7-часовой рабочий день. К недостаткам метода относятся высокие случайные ошибки анализа на Al (до 20%) и Mg (до 15%).

Элементы-примеси в магнетитах анализировались спектральным способом по методике, разработанной Т.В. Ланковой [26]. Определение производилось путем испарения пробы (15–60 мг + 120 мг угольного порошка) в дуге постоянного тока (18А). Спектр фотографировался на спектрографе ДФС-13 (решетка 1200 штр/мм). Для приготовления эталонов использовалась искусственно синтезированная основа  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  и окислы определяемых элементов. Головной эталон содержал 2,1% V, Cr, Mn, Zn, Zr, 0,26% Ni, Co, Cu, Pb, Sn, 15,8% Ti. Выверка и калибровка эталонов производились по стандартным образцам ВНИИСО: 256 (Ti – 7,6%, Mn – 0,156%, V – 0,355%, Ni – 0,062%, Cr – 0,45%) и 46 (Ti – 0,20%, Mn – 0,445%, V – 0,073%). Повседневный контроль за точностью анализа осуществлялся путем введения в анализ 10–12 контрольных проб в каждую партию. Воспроизводимость определений в анализируемых интервалах концентрации (коэффициент вариации) составляет 5–9% для Ti, V, Mn, Co, Cu, Ni, Zn, Cr, 12–18% для Sn, Pb, Zr. Ошибка отдельных определений достигает 80%.

Как будет показано в последующих главах, перечисленный комплекс исследований дает надежную информацию о генетической принадлежности магнетита.

## МАТЕМАТИЧЕСКАЯ ОБРАБОТКА ДАННЫХ

Ввиду сложности и многообразия геологических процессов для более строгой количественной их оценки исследователю приходится оперировать с большим набором параметров, простая визуальная оценка которых затруднительна. Это положение несколько упростилось с применением быстродействующих ЭВМ. В принятой в данной работе методике количество величин, характеризующих магнетит, достигает 16. При получении их различными лабораторными методами возникают аппаратурные ошибки, наблюдаются примеси других минералов, искажающие картину природной (термодинамической) неоднородности исследуемого материала. Все это требует квалифицированной математической обработки полученного аналитического материала, которая позволила хотя бы частично избавиться от перечисленных затруднений. Поэтому в предлагаемой работе все результаты были обработаны по единой математической методике.

Общий порядок первичной математической обработки аналитических данных по магнетитам включает нахождение среднего арифметического  $\bar{X}$  по всем элементам одной генетической группы, среднего квадратичного  $S$  и среднего  $\Delta d$  отклонений.

Таблица 1

Коэффициенты парной корреляции элементов в магнетитах из оливин-  
 $(K_{kp} = 0,53)$

Элемент	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	MgO	Mn	Cr
TiO <sub>2</sub>	1	-0,73	-0,27	0,18	0,51	-0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1	-0,20	0,22	-0,24	-0,22
Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>			1	-0,90	-0,03	-0,16
MgO				1	-0,25	0,31
Mn					1	-0,77
Cr						1
V						
Ni						
Co						
Zr						
Sn						
Zn						
Рн						
Гв						
Cu						
$\bar{X}$	7,07	4,16	83,93	3,66	0,32	3466
$\bar{X}_1$	7,20	4,08	83,3	3,62	0,32	1209
S	0,91	0,78	1,40	0,76	0,04	4161
$\Delta d$	0,55	0,50	1,10	0,60	0,03	3613

При мечание. Все содержания петрогенных элементов в магнетитах выражены в вес. %, микроэлементов — в  $n \cdot 10^{-4}\%$ ;  $\bar{X}$  — среднеарифметическое по всей выборке;  $\bar{X}_1$  — среднеарифметическое по выборке без ураганных значений;

В ряде случаев (ошибки анализа, примеси посторонних фаз, аномальный химизм) перед авторами стояла задача об исключении аномальных значений и в связи с этим нахождение критерия аномальности члена ряда. К сожалению, в настоящее время не существует надежного статистического метода выявления аномальных величин [4]. Известные из литературы методы не всегда оправдывают себя в различных условиях формирования выборки. Для исключения ураганных содержаний, искажающих значение среднего арифметического как критерия оценки математического ожидания выборки, нами был применен простой критерий допустимости отклонений отдельных наблюдений от величины среднего арифметического всей совокупности выборки. Этот прием основан на том факте, что при детальном исследовании устанавливается, что 90% ураганных значений связаны с отмеченными выше причинами — ошибками анализа, примесями посторонних фаз и т.д. Этим критерием стала средняя величина абсолютных смещений исследуемых значений выборочной совокупности. Члены вариационного ряда выборочной совокупности, не попавшие в "коридор" шириной  $2 \Delta d$ , не участвуют во вторичном подсчете среднего арифметического для выборочной совокупности, лежащей в этом интервале. После этого вычисляется среднее ариф-

V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
0,031	0,09	0,69	0,50	-0,02	0,53	0,20	0,06
-0,23	-0,12	-0,52	-0,59	-0,29	-0,43	-0,31	-0,03
-0,22	-0,40	-0,27	-0,20	-0,25	-0,00	-0,08	0,16
0,09	0,34	0,19	0,99	0,15	-0,12	-0,01	-0,32
-0,21	-0,23	0,56	0,02	-0,28	0,72	0,09	0,35
0,60	0,57	-0,15	0,47	0,76	-0,40	0,19	-0,22
1	0,83	0,16	0,69	0,73	-0,18	0,55	-0,30
	1	0,31	0,79	0,59	-0,15	0,36	-0,35
		1	0,41	0,05	0,70	0,26	0,05
			1	0,53	0,01	0,41	-0,22
				1	-0,05	0,37	0,02
					1	0,28	0,48
						1	-0,07
							1
5580	141	296	80	9	451	5	121
5411	116	298	78	7	481	3	37
1151	92	113	18	6	197	6	249
869	67	92	14	4	152	4	146

$S$  — среднеквадратичное отклонение;  $\Delta d$  — среднее отклонение;  $K_i$  — коэффициент математической близости генетических групп магнетита;  $K_{kp}$  — коэффициент парной корреляции при 95%-ном значении доверительного интервала.

метическое  $X_1$  без ураганных значений, превышающих доверительный интервал  $2\Delta d$ . Последнее — только для содержаний микроэлементов, поскольку содержания Al, Ti, Mg и Mn меняются в пределах ряда незначительно. Подобное удаление аномалий соответствует экспериментально проверенным распределениям концентраций элементов и для нормальных выборок дает удовлетворительные совпадения  $X$  и  $X_1$ . В качестве примера приводятся  $X$  и  $X_1$  в табл. 1.

Для определения соотношений рядов концентраций различных элементов-примесей в магнетите необходимо определить характер зависимости между различными признаками в пределах ряда. Были опробованы два варианта оценки характера и силы связи между двумя (или несколькими) признаками.

Одним из методов изучения зависимости между двумя компонентами служит статистическое изучение зависимости с помощью коэффициента корреляции. Необходимо отметить, что использование линейного коэффициента корреляции для описания реально существующей зависимости является грубым моделированием природных распределений элементов в магнетите. Выводы о тесной линейной связи элементов между собой как следствие высоких значений коэффициентов корреляции неправомочны [4]. Вычисление коэффициен-

Таблица 2

Сравнение концентраций ванадия, полученных из анализа (СА) и расчетом по концентрации олова, по коэффициентам корреляции ( $K$ ) и по уравнению (1)

Номер образца	Sn	$V_{\text{сл}}$	$V_{(k)}$	$V_{(1)}$
Ш801е	8	4500	5500	5200
Ш846 <sup>3</sup>	18	7200	6900	7000
К67 <sup>Г</sup>	6	6200	5200	5100
5845/6	2	6000	4700	4900
5845/1	3	3800	5900	5000
5948/11	7	5000	5400	5150

тов корреляции – это процедура подбора модели для описания параметра неизвестной реальной связи между компонентами, и поэтому нужно подходить к оценке коэффициента корреляции строго индивидуально, в зависимости от того, насколько эта связь может быть подтверждена или известна из реальных геологических условий. Расчет коэффициентов корреляции позволяет вывести уравнение линейной зависимости одноименных компонентов коррелирующих рядов.

Значительно проще и наглядней взаимосвязи компонентов определяются по графикам, где по осям координат откладываются коррелирующие элементы. Полученные с помощью дисплея "Мир-2" графики наглядно показывают отсутствие или наличие связи в зависимости от того, насколько эллипс, описывающий "вой" точек, имеет больший или меньший эксцентриситет. При больших эксцентриситетах нами проводится аппроксимация графика кривой по формуле

$$y_i = \pm a \pm b x_i \pm c x_i^2. \quad (1)$$

На печати ЭВМ выводятся коэффициенты  $a$ ,  $b$ ,  $c$ , а также среднеквадратичное отклонение ( $S$ ) членов выборки от аппроксимационной кривой. В табл. 2 даны значения концентраций  $V$ , полученные по коэффициентам аппроксимации [1] и по коэффициентам корреляции. Из приводимых данных следует, что в большинстве случаев значения концентраций, вычисленные по формуле (1), ближе к исходным результатам химического и рентгеноспектрального анализов. Это вполне объяснимо, потому что в естественных условиях зависимости редко линейны и, как правило, характеризуются сложными, трудно описываемыми связями. Из этих определений концентраций изоморфных элементов в магнетите с помощью уравнений линейной и параболической регрессии можно подойти к задаче определения выборки, в которой данная регрессия имеет место. Естественно, что для различных условий формирования статистической выборки

следует и различие коэффициентов в уравнениях для определения значений одного и того же элемента. Зная коэффициенты уравнений, которые дают хорошее соответствие с исходным результатом, можно отнести испытуемый компонент к той или иной выборке среди заранее имеющихся эталонных. Проведение всех расчетов возможно на ЭВМ типа "Мир-2" или любой машине классом выше.

Для идентификации исследуемого магнетита с одной из эталонных генетических групп была разработана соответствующая программа для ЭВМ. Сущность предлагаемого алгоритма заключается в следующем. Все геохимические данные (свойства магнетита) сгруппированы в матрицу ( $m$  групп  $\times n$  элементов). Каждая строка матрицы представляет собой генетическую группу. Выделено  $m$  групп. Каждая группа описана  $n$  характеристиками — содержаниями элементов. Предлагается следующее решение. Предъявляется пробный образ (испытуемый магнетит) — одна строка из  $n$  элементов. Требуется отнести пробный образ к одному из эталонных, т.е. указать, к какому из эталонных образцов (групп) он наиболее близок. Метод распознавания получил название бинарного, так как общее заключение о близости образцов дается с учетом двух коэффициентов

Принимаем: матрица  $A$  — эталонная, матрица  $B$  — пробная.

$$A = \begin{pmatrix} a_{1,1} & a_{1,2} & \dots & a_{1,n} \\ a_{2,1} & a_{2,2} & \dots & a_{2,n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_{m,1} & a_{m,2} & \dots & a_{m,n} \end{pmatrix}, \quad B = (b_1, b_2, \dots, b_n).$$

Условимся считать:  $A$  — матрица  $A$ ,  $B$  — матрица  $B$ ,  $C$  — матрица  $C$ ;

$$C = \begin{pmatrix} \frac{a_{1,1}}{b_1} & \frac{a_{1,2}}{b_2} & \dots & \frac{a_{1,n}}{b_n} \\ \frac{a_{2,1}}{b_1} & \frac{a_{2,2}}{b_2} & \dots & \frac{a_{2,n}}{b_n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \frac{a_{m,1}}{b_1} & \frac{a_{m,2}}{b_2} & \dots & \frac{a_{m,n}}{b_n} \end{pmatrix}$$

Для определения подобия между  $i$ -й строкой из  $A$  и пробной  $B$  строим  $C$ .

Предполагаем, если  $i$ -я строка из  $A$  близка  $B$ , то

$$\frac{a_{i,1}}{b_1} \cong \frac{a_{i,2}}{b_2} \cong \dots \cong \frac{a_{i,n}}{b_n} \cong \text{const.}$$

При этом мерой близости (мерой подобия) между  $i$ -й строкой из  $A$  и пробной  $B$  может служить коэффициент устойчивости отношения

$$K_i = \frac{\text{минимальный элемент } i\text{-й строки из } C}{\text{максимальный элемент } i\text{-й строки из } C} ;$$

$0 < K_i < 1$  из определения коэффициента.

Практически считается устойчивость отношения высокой, если  $K_i > 0,10$ . При  $K_i = 1$  — абсолютная устойчивость (абсолютное подобие). Но знание только  $K_i$  не позволяет сделать окончательного вывода. Пусть  $i$ -я строка из  $C$  имеет вид (4 1,7 1,6 2 2,3 2,1 3,9 2,8 1,5), тогда  $K_i = 1,5/4$ , т.е. из девяти членов  $i$ -й строки учитываются только два — (1,5) и (4).  $K_i$  не учитывает вклад в образ остальных семи членов, т.е.  $K_i$  — характеристика точечная. Поэтому в величину  $K_i$  дополнительно вводится поправка, представляющая собой опосредованный вклад отношений, близких ( $0,8 < K_i < 1,2$ ) к 1.

Окончательное значение  $K_i$  рассчитывается по формуле

$$K_i^1 = K_i^1 + K_i^1 \frac{nK_i^{(0,8-1,2)}}{N} ,$$

где  $K_i^1$  — отношение  $K_{i\min} : K_{i\max}$ ;  $nK_i^{(0,8-1,2)}$  — число отношений в интервале 0,8—1,2;  $N$  — общее число членов ряда.

Если коэффициент  $K_i > 0,8$  (и, следовательно, отношение  $nK_i^{(0,8-1,2)} : N$  равно 1), значение  $K_i$  превышает 1, т.е. по всем параметрам достигается максимальная близость рядов. В этом случае относительное различие рядов может оцениваться путем введения иных ( $>0,8$  и  $<1,2$ ) интервалов для величины коэффициента  $K_i^1$ . В практике работ авторов такие случаи не встречены, хотя теоретически это не исключено.

Надежность математической оценки близости рядов может быть повышена применением интегральных характеристик, одной из которых служит коэффициент корреляции. В общем случае коэффициент корреляции ( $K_k$ ) не является мерой подобия образов и даже индикатором подобия.  $K_k$  — мера линейности связи между коррелируемыми величинами. Но специфика данной задачи такова, что априори известно — все анализируемые образы одной природы, вопрос лишь в ранжировке этих образов по степени близости. Поэтому использование  $K_k$  в данной задаче вполне допустимо:

$$K_{ki} = \frac{\sum\limits_k^n (a_{i,k} - \bar{a}_{i,k}) \sum\limits_k^n (b_k - \bar{b}_k)}{\sqrt{\sum\limits_k^n (a_{i,k} - \bar{a}_{i,k})^2 \sum\limits_k^n (b_k - \bar{b}_k)^2}} .$$

Общее заключение о подобии образов делается с учетом  $K_i$  и  $K_k$ . Образы близки, если, во-первых, оба коэффициента дают непротиворечивый результат, во-вторых, абсолютное значение обоих коэффициентов высокое. Преимущества бинарного метода следующие: простота, наглядность и хорошая достоверность результатов. Расчет матрицы  $C$ ,  $K_i$ ,  $K_k$  осуществляется на ЭВМ. Для удобства результаты выделяются в виде таблицы. Составленная для ЭВМ программа позволяет работать одновременно с несколькими пробными матрицами. В табл. 3 приведены типичные результаты, полученные на ЭВМ М-222.

Вторая часть задачи включала исследование возможности математической расфильтровки смесей, состоящих из набора магнетитов трех-четырех групп, что свойственно россыпям, гибридным и гидротермально-измененным породам. Здесь использован несколько иной прием. Пусть нам дана пробная группа  $C = (C_1, C_2, \dots, C_n)$  как смесь каких-то двух эталонных:  $a = (a_1, a_2, \dots, a_n)$  и  $b = (b_1, b_2, \dots, b_n)$ , так что  $C_1 = a_1 + b_1$ ,  $C_2 = a_2 + b_2, \dots, C_n = a_n + b_n$ . Для наглядности метода берем пробную группу, состоящую только из двух эталонных. В общем случае могут быть смешаны  $m$  эталонных групп. Требуется определить, какие конкретно две эталонные группы образовали пробную  $C$ . Поступим следующим образом. Пробную группу  $C$  и  $m$  эталонные будем считать как ряды чисел. Из пробной группы  $C$  будем почленно вычитать каждую из  $m$  эталонных групп. Получим  $m$  рядов чисел. Каждый ряд — разность между пробной группой и одной из эталонных. Если пробная группа  $C$  была смесью только двух эталонных, то в полученных  $m$  рядах два ряда будут именно те, которые образовали пробную группу  $C$ . Сравнивая полученные  $m$  рядов с  $m$  эталонными, по величине коэффициентов  $K_i$  и  $K_{ki}$  можно точно указать на интересующие нас два эталонных ряда, образовавших пробную группу  $C$ .

В реальных задачах число перемешанных эталонных групп неизвестно. В этом случае процесс вычитания состоит из нескольких этапов. После первого этапа вычитаний (как это описано для смеси из двух групп) получаем  $m$  рядов чисел. На втором этапе из каждого полученного  $m$  ряда вновь вычитаем эталонные. Получаем  $(m \times m)$  рядов. Оставляем только ряды с полностью положительными членами. Последовательным приближением мы получим, наконец, ряды только с полностью отрицательными членами. Это означает, что на предыдущем этапе был получен "чистый" ряд, т.е. ряд, не являющийся смесью эталонных. По  $K_i$  и  $K_{ki}$  определяем принадлежность этого ряда к одному из эталонных. Далее, возвращаясь поэтапно назад, мы выделим те ряды, при вычитании которых в конце прямого процесса был получен чистый ряд. Все эти выделенные ряды с помощью  $K_i$  и  $K_{ki}$  идентифицируем с эталонными. Мы получили разложение нашей группы — смеси в спектр. Не представляет труда получить ответ и на вопрос: в каких процентных соотношениях перемешаны компоненты смеси. Следует отметить, что в ряде случаев, особенно при небольших значениях  $K_i$ , соотношение

Таблица 3

Образец выдачи данных по поиску генетической группы маг-

Ti	Cr	V	Ni	Co	Mn	Zr	Sn	Zn
0,23	0,11	0,27	1,05	4,96	0,57	0,27	0,08	0,72
0,26	2,13	0,23	2,20	5,39	0,82	0,27	0,47	0,48
1,31	0,18	0,16	0,38	3,15	0,84	0,45	0,14	1,37
0,03	4,43	0,02	4,84	4,78	0,40	0,08	0,32	0,49
0,06	0,02	0,04	0,04	3,24	1,10	0,18	0,69	1,18
0,66	0,15	0,26	0,50	1,67	0,51	0,28	0,25	1,05
0,27	0,44	0,18	0,26	0,98	0,22	0,25	0,12	0,43
0,09	0,03	0,21	0,28	1,31	0,18	0,10	0,12	1,06
0,00	0,02	0,01	0,16	5,09	0,75	0,12	0,03	0,56
0,82	0,55	0,45	1,10	6,85	0,67	0,34	0,14	1,78
0,07	0,01	0,04	9,44	3,87	0,59	0,44	0,19	0,80
0,94	0,28	0,33	0,20	0,67	0,44	0,27	0,25	1,13
1,22	0,03	0,15	0,13	0,33	1,26	0,89	0,37	0,96
1,28	0,84	0,40	1,28	4,31	0,83	0,40	0,14	1,26
1,20	2,44	0,09	1,44	7,55	1,09	0,70	0,08	0,55
0,48	1,22	0,53	1,05	1,45	0,60	0,91	0,51	0,84

Примечание.  $n_1$  — число отношений, близких к 1: (0,6—1,4).

магнетитов различных групп в смеси вполне удовлетворительно рассчитывается путем суммирования величин, обратных  $K_i$ , и нахождением доли каждой из групп. Естественно, что надежность подобной расфилtrовки будет определяться сложностью смеси в отношении количества компонентов (групп) и степенью их отдаленности друг от друга.

Приведенная выше методика математической обработки аналитических данных достаточно универсальна и может быть использована при поиске геологического образа по набору любых количественных величин.

### СОСТАВ, СТРУКТУРА И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МАГНЕТИТА

Природный феррит-магнетит относится к числу наиболее изученных минералов в силу важного петрогенетического значения и широкого применения в технике. Поэтому в данной работе будут приведены лишь основные сведения по его свойствам, необходимые для понимания его геохимической роли. По составу природный магнетит представляет полуторный окисел железа, включающий то или иное

$K_{\max}$	$K_{\min}$	$K_i$	$\bar{X}$	$S$	$n_1$	$K_k$	Номер группы
4,96	0,08	0,02	0,92	8,35	2	0,48	1
5,39	0,23	0,04	1,36	11,29	1	0,41	2
3,15	0,14	0,04	0,88	6,33	3	0,54	3
4,84	0,02	0,00	1,71	17,84	0	0,38	4
3,24	0,02	0,00	0,73	6,67	3	0,56	5
1,67	0,15	0,09	0,60	3,20	2	0,42	6
0,98	0,12	0,12	0,35	1,60	1	0,82	7
1,31	0,03	0,02	0,37	3,23	2	0,56	8
5,09	0,00	0,08	0,75	8,69	1	0,38	9
6,85	0,14	0,02	1,41	11,62	3	0,58	10
9,44	0,01	0,00	1,72	19,76	1	0,48	11
1,13	0,20	0,18	0,50	2,48	3	0,90	12
1,26	0,03	0,02	0,59	3,91	4	0,80	13
4,31	0,14	0,03	1,19	6,71	5	0,72	14
7,55	0,08	0,01	1,68	13,24	3	0,54	15
1,44	0,48	0,33	0,84	2,51	5	0,92	16

количество примесей. К важнейшим среди них относятся Al, Mg, Ti, обычны также небольшие количества V, Mn, Ni, Zn, Cr, Cu. Многочисленные наблюдения показывают, что при низких температурах общее содержание элементов-примесей сокращается, но могут формироваться магнетиты, значительно обогащенные одним компонентом, избыточным в среде минералообразования. Так, например, крайние или близкие к ним природные члены примесных рядов – титанового, хромового [1,70], никелевого [57], ванадиевого [60], марганцевого [65] и цинкового [75] – образуются при метаморфизме соответствующих руд. Недавно обнаруженная медная шпинель ( $CuFe_2^{+3}O_4$ ) формируется в поверхностных условиях при окислении медно-цинковых сульфидов [72]. Уникальная разновидность магнетита обнаружена в последнее время. При химическом анализе чисто отобранный фракции магнетита из скарновидов Коршуновского месторождения (Ангаро-Илимская группа) было установлено, что в состав его входят значительные количества Mg, Ca, Al и Si. Сейчас этот магнетит изучен с помощью электронного микрозонда [45, 80].

Параллельно этот же магнетит исследовался Л.В. Петровой и В.Б. Татарским [32], которые пришли к выводу о вхождении кремния и кальция в структуру магнетита.

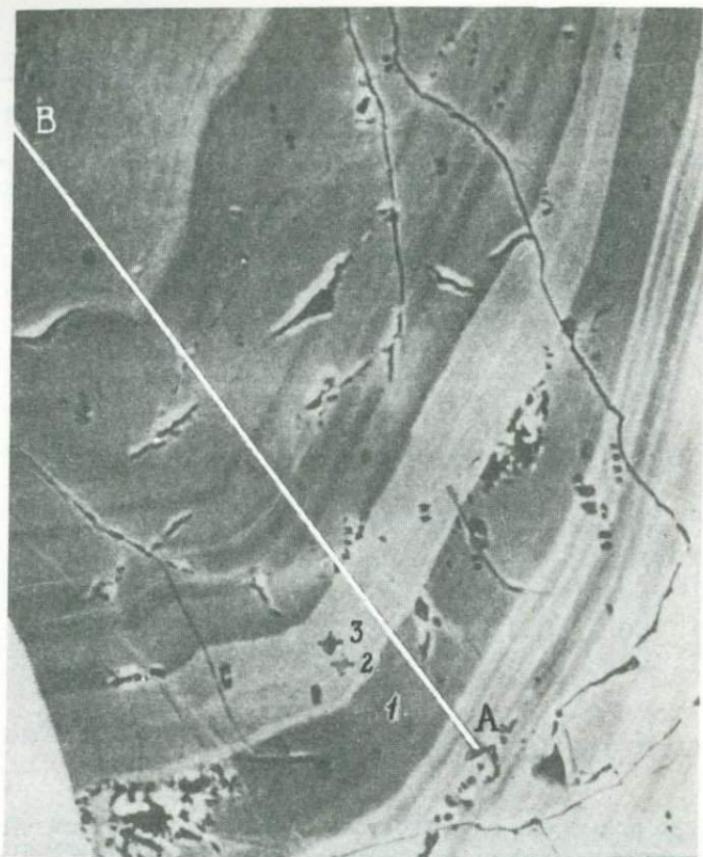


Рис. 2. Внутреннее строение кристаллов кальциево-кремнистого магнетита

Темные полосы обогащены кальцием, кремнием, алюминием, магнием, титаном по сравнению со светлыми. Ув. 300. JXA-5a. Съемка в отраженных электронах. Показаны линии профиля сканирования и точки анализа

Изученный магнетит образует друзы хорошо ограненных кристаллов и относится к одной из поздних генераций, обнаруживающих признаки кристаллизации в пустотах. Изучение с помощью микрозонда показало, что кристаллы магнетита имеют сложное зональное строение (рис. 2). С помощью анализа (табл. 4) выявляется, что зоны, обогащенные Ca, Mg, Al, Si, Ti, чередуются с зонами, обедненными этими элементами, однако в целом отмечается прогрессивное вытеснение легких элементов железом в ядре зерен (рис. 3). Тот факт, что возрастание содержаний Ca, Mg, Al и Ti сопровождается падением доли железа, свидетельствует о вхождении легких элементов в структуру магнетита. Генетически вхождение Si и Ca в структуру магнетита при низких температурах можно объяснить, видимо, специфическим галоидным режимом гидротерм [45, 80].

Таблица 4

Химический состав магнетита в точках, указанных на рис. 2

Номер точки	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO
1	3,90 0,138	0,06 0,002	6,14 0,254	54,9 1,464	27,8 0,819	0,20 0,006	4,54 0,240	1,99 0,074
2	2,46 0,090	0,03	4,24 0,182	59,5 1,639	27,6 0,838	0,20 0,007	3,60 1,196	1,29 0,050
3	1,44 0,052	0,026	3,29 0,142	63,8 1,754	28,0 0,847	0,22 0,007	3,15 0,170	0,70 0,028
Кор-1	2,70 0,098	0,11 0,002	3,58 0,154	63,82 1,648	24,64 0,750	0,21 0,007	3,27 0,178	1,50 0,060

Примечания. Кор-1 – валовый состав по данным химического анализа.

В числителе – вес. %, в знаменателе – формульные единицы. Распределение железа в обр. Кор-1 по мессбауэровскому спектру: Fe<sup>IV</sup> – 0,34, Fe<sup>VI</sup> – 0,66.

Расчет формул проведен по минералам: TiFe<sub>2</sub>O<sub>4</sub>, Ca<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>, Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>, (Mg, Fe)Al<sub>2</sub>O<sub>4</sub>, FeFe<sub>2</sub>O<sub>4</sub>.

Другая редкая разновидность магнетита [47] встречена в породах Белогорского месторождения (Приморье). Здесь на контакте пермских известняков и меловых гранитоидов широко развиты гроссуляр-геденбергитовые скарны с наложенным магнетитовым оруднением. В краевых частях скарновых тел со стороны известняков расположены кальцит-магнетитовые руды. Магнетит в них слагает как массивные участки, так и друзы ромбододекаэдрических кристаллов. Анализ двух образцов (вес. %: TiO<sub>2</sub> – 0,22, 0,14; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 1,00, 0,80; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 68,69, 69,32; FeO – 17,14, 15,66; MnO – 8,50, 9,70; MgO – 2,26, 2,60; CaO – 0,36, 0,05; ZnO – 2,08, 2,17; SnO<sub>2</sub> – 0,12, 0,09; сумма – 100,37; 100,53) показывает, что в составе этого магнетита значительную роль играют Mn, Mg, Zn и Sn.

Изучение конкретных проявлений названных выше редких разностей магнетита показывает, что ведущими факторами их образования служат специфические условия Eh-pH и режим летучих. Как следствие этого в реальных условиях природного минералообразования в примесных магнетитах наблюдается разрыв смесимости между крайними членами и чистым магнетитом.

В природном минералообразовании преобладают процессы, протекающие при близких значениях Eh-pH в сходных геохимических условиях, но при широких вариациях температуры. Поэтому пределы вхождения изоморфных примесных компонентов для основной массы природных магнетитов невелики, но спектр их в этом случае гораздо шире.

В табл. 5 приведены состав и элементы-примеси наиболее представительных разностей магнетита различных генетических групп. Краткий обзор данных табл. 5 показывает, что уровни содержаний примесных элементов в магнетите испытывают колебания как в зависимо-

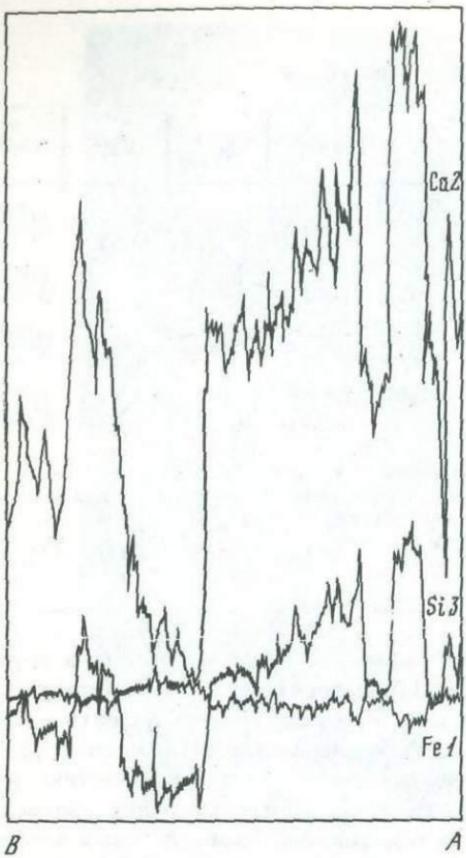


Рис. 3. Графики изменения содержаний железа, кальция и кремния по профилю на рис. 2

сти от геохимической "специализации" среди минералообразования (например, в направлении от гипербазитов к гранитам), так и температуры кристаллизации (если сравнивать гипербазиты, габброиды и гидротермальные руды). Подробнее эти вопросы будут освещены в последующих главах.

Корреляционный анализ (табл. 6) распределения элементов в структуре магнетита позволяет вскрыть общие направления изоморфизма, а также высказать некоторые суждения о формах вхождения примесных элементов в магнетит. Так, отрицательные корреляции  $\text{Fe}^{+3}$  с  $\text{Ti}$ ,  $\text{Al}$ ,  $\text{Fe}^{+2}$ ,  $\text{Mg}$ , положительные связи  $\text{Mg}$  и  $\text{Fe}^{+2}$  с  $\text{Ti}$  и  $\text{Al}$  вытекают из основных изоморфных замещений в группе магнетита. Положительная связь  $\text{Ti}$  и  $\text{Al}$ , очевидно, обусловлена

не их кристаллохимическими взаимоотношениями, а отражает статистически наблюдаемое возрастание концентраций алюминия и титана при высокотемпературном минералообразовании. Отрицательные связи  $\text{Cr}$ ,  $\text{V}$  и  $\text{Co}$  с  $\text{Fe}^{+3}$  непосредственно указывают на то, что эти элементы, замещая  $\text{Fe}^{+3}$ , находятся в трехвалентном состоянии. О влиянии высоких температур кристаллизации свидетельствуют положительные корреляции  $\text{V}$  и  $\text{Co}$  с  $\text{Ti}$ ,  $\text{Al}$ ,  $\text{Fe}^{+2}$ ,  $\text{Mg}$  и  $\text{Cr}$ . Пропорциональное возрастание в магнетите доли  $\text{Zn}$ ,  $\text{Zn}$  и  $\text{Pb}$  с ростом марганцовистости, как будет показано в последующих главах, отражает условия щелочности. Отсутствие связей халькофилов  $\text{Ni}$ ,  $\text{Zn}$  и  $\text{Cu}$ , равно как и корреляции  $\text{Pb}$  с  $\text{Zn}$ , подтверждает вхождение этих элементов в магнетит большей частью в виде примесей сульфидов. Отрицательные корреляции  $\text{Pb}$  с  $\text{Ti}$ ,  $\text{Al}$ ,  $\text{Fe}^{+2}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Cr}$  и  $\text{Co}$  - результат низких концентраций его в высокотемпературных магнетитах. В дальнейшем будет показано, что характер корреляции элементов в магнетитах различных генетических групп меняется в зависимости от термодинамических условий минералообразования.

Особый интерес представляет форма вхождения элементов в магнетит. Известно, что при анализе валовых проб, представляю-

ших большой набор отдельных зерен минералов, трудно добиться идеальной чистоты материала, вследствие чего практически невозможно в ряде случаев оценить соотношение изоморфной и примесной частей в анализируемом материале. Кроме того, многие минералы, кристаллизующиеся при высоких температурах, испытывают распад на несколько фаз при медленной кристаллизации. В этом случае составы продуктов распада и остаточного твердого раствора несут ценную информацию о термической истории минерала. В последние годы, благодаря применению электронного микрозонда, в этом направлении достигнуты значительные успехи. Первые сведения о формах вхождения элементов в структуру магнетита можно получить из пересчетов его анализов на конечные члены примесных рядов. В табл. 7 приведены результаты пересчетов некоторых магнетитов на условные компоненты (клusterы), выполненные с помощью ЭВМ. Все эти компоненты, как было показано выше, существуют в виде самостоятельных членов. Некоторая неопределенность существует в отношении магния, так как он может слагать конечные члены с Al, Ti, V и Cr, однако в присутствии больших количеств железа более вероятна его связь с  $\text{Fe}^{+3}$ , поскольку количества Al обычно недостаточно для перевода всего Mg в  $\text{MgAl}_2\text{O}_4$ . Тем не менее в структурах распада шпинель обычно содержит и Mg и Al [62] (рис. 4). Другие магниевые фазы ( $\text{Mg}_2\text{TiO}_4$ ,  $\text{MgV}_2\text{O}_4$  и  $\text{MgFe}_2\text{O}_4$ ) в структурах распада в земных породах не обнаружены.

Из титановых фаз при распаде магнетита выделяются ульвошинель и тригональный ильменит. Чаще всего присутствует ильменит, однако, как показал П. Рамдор [77], он развивается при окислении выпавшей ранее ульвошинели. Степень распада обычно неполная, и в остаточном магнетите могут присутствовать некоторые количества изоморфного титана [58]. Эта особенность подчеркивается и нормативным расчетом магнетитов (см. табл. 7), где для характеристики распада вводится отношение количеств ильменита и ульвошинели. Эта величина служит важным показателем температуры и кинетики условий кристаллизации магнетита. Кристаллохимические расчеты показывают, что как эфузивные, так и более низкотемпературные магнетиты содержат и ильменит, и ульвошинель, однако в эфузивных разностях ульвошинель преобладает.

Помимо магния, титана и алюминия, после распада твердого раствора в остаточном магнетите в изоморфной форме присутствуют Mn, V, Ni, Co, Cr, Zn. Содержание таких элементов, как Zr, Sn, Pb, Cu, находится обычно за пределами чувствительности электронного микрозонда. Присутствие их в ряде анализов в повышенных количествах большей частью связано с примесями минералов этих элементов. В дальнейшем при описании отдельных групп магнетитов эти примеси будут отмечаться.

Сделана попытка оценки формы вхождения элементов в состав кремниево-кальциевого магнетита. Из микрозондовых анализов следует (рис. 5), что доля Ca, Al, Mg и Si в этом магнетите возрастает, а Fe - синхронно падает, что указывает на замещение же-

Таблица 5

Состав и элементы-примеси магнетитов различных генетических групп

Номер группы	№ п/п	Номер образца	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO
	1	ОУ-36	3,85	1,70	61,88	27,76	2,89	0,22
	2	ОУ-5	4,85	2,65	61,76	27,93	1,93	0,26
1	3	Щ174в	5,15	2,28	58,07	31,19	2,28	0,27
	4	P503а	7,74	1,07	64,82	23,39	1,91	0,37
	5	ОУ-40	4,70	4,17	59,09	27,58	3,57	0,26
2	6	К-5896	0,74	1,32	68,60	26,32	2,74	0,29
	7	ЩУ-1	0,10	0,14	68,99	30,54	0,13	0,06
3	8	О-4	7,69	2,73	51,17	33,77	2,38	0,45
	9	5845/6	10,46	4,02	45,20	35,41	4,02	0,37
	10	5845/1	8,23	3,87	46,93	35,59	4,61	0,37
4	11	К-67г	7,20	4,00	51,42	33,17	3,35	0,37
	12	Щ846з	7,35	3,56	53,02	30,59	4,03	0,30
	13	Щ801д	7,20	4,19	52,63	31,88	2,98	0,37
	14	О-1093/2	6,19	4,71	52,12	33,31	3,10	0,36
	15	121	5,06	0,94	67,46	26,08	0,29	0,57
	16	122	5,25	1,15	67,32	25,88	0,28	0,55
5	17	О-704Ж	1,14	1,09	68,07	29,00	0,37	0,35
	18	ЩХ-11	0,67	0,81	68,01	29,55	0,56	0,04
	19	Щ-920	1,77	0,10	67,80	29,61	0,55	0,21
	20	К-2029	2,98	0,47	61,65	32,34	0,73	0,31
	21	К-2024	1,30	0,36	68,34	27,21	0,78	0,13
6	22	Х-1	0,004	0,10	68,9	31,0	0,02	0,25

Примечание. 1-6 - типы минерализации: 1 - сингенетическая из гипербазитов, 2 - гидротермальная из гипербазитов, 3 - из габброидов, 4 - из трокто-

за всеми этими элементами одновременно. Тот факт, что линия Ca-Si начинается из нулевой точки, служит доказательством вхождения кремния в виде Ca : Si -составляющей. Получающееся из графика соотношение Ca : Si = 1:2 ближе всего соответствует компоненте  $(Ca, Mg)_2SiO_4$ , поскольку при других реальных вариантах вхождения кальция  $(Ca_2SiO_4, CaAl_2O_4)$  в избытке остаются Si и Al. Пересечение на графике (см. рис. 5) линий Mg и Al в какой-то мере указывает на присутствие двух неэквивалентных магниевых компонент, равно как и начало линий Mg и Al не с нулевых значений Si свидетельствует об известной независимости Mg, Al и Si. Пересчет анализов с выделением компоненты  $(Ca, Mg)_2SiO_4$  показывает, что с падением содержания Si в составе магнетита шпинелевая составляющая вытесняется магнезиоферритом. Следует отметить, что подобные расчеты лишь ориентировочные, а вопрос о вхождении кремния и кальция в структуру магнетита нуждается в тщательном нейтронно-графическом исследовании.

По структуре кристаллической решетки чистый магнетит - кубическая шпинель, в элементарной ячейке которого 31 ион кислорода

Cr	V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Co
99,30	2867	0487	320	80	25	32	4	7
0253	4933	0207	293	95	3	48	5	63
3400	3800	0590	320	18	25	110	3	63
0425	2500	0058	172	96	8	91	1	79
4300	2300	0623	240	73	23	317	6	41
0030	0534	0009	179	32	46	730	13	12
1300	0410	1200	180	9	6	150	5	8
7500	8000	0300	300	110	29	1100	1	110
0720	6000	0200	400	100	2	440	4	140
0091	3800	0340	500	63	3	830	1	40
0780	5380	0110	310	78	5	475	1	22
5567	8700	0280	360	105	20	463	10	67
0060	3800	0062	300	72	14	680	4	670
0018	3566	0129	203	81	3	900	5	403
0034	0460	0016	24	400	110	3200	40	16
0042	0390	0017	29	380	76	2200	63	24
0400	2500	0073	56	73	3	660	3	15
0043	0280	0076	58	20	24	805	7	144
0072	0870	0012	45	380	2	35	6	6
2500	4000	0140	79	87	8	320	11	95
0Q52	0870	0020	24	7	240	140	15	7
0020	0049	0004	27	320	310	1000	26	6

литовых включений в базальтах, 5 – из гранитоидов, 6 – из скарнов. Аналитики: Ж.А. Щека, В.Г. Коханова, В.С. Лозинская.

объединяют 24 катиона железа [52, 73]. 8 катионов имеют четверную координацию (A-позиция), 16-шестерную (B-позиция).

Т.Ф.В. Барт и Е. Поздняк [51] показали, что магнетит представляет обращенную шпинель, в A-позиции которой расположено 8 катионов  $Fe^{+3}$ , а B-позиция заполнена  $Fe^{+2}$  и  $Fe^{+3}$  в равных пропорциях. Для чистых магнетитов эта модель катионного распределения – общепринятая в настоящее время.

С развитием техники исследований было установлено, что наблюдаемый иногда некоторый избыток в магнетитах  $Fe^{+3}$  обусловлен не примесями гематита, а окислением части  $Fe^{+2}$  с появлением вакансии. Если судить по магнитным [79] и мессбауэровским [84] данным, то в природных магнетитах количество вакансий может достигать 0,28 ат, приближаясь к этой величине в конечном члене ряда – кубическом  $\gamma$ - $Fe_2O_3$ , маггемите, в котором концентрация вакансий достигает максимума – 0,33 ат. Последние мессбауэровские исследования [50] показывают, что в маггемите все вакансии сосредоточены в B-позиции. Та же закономерность свойственна нестехиометрическому магнетиту [56]. Однако Х.П. Вебер и

Таблица 6

Коэффициенты парной корреляции элементов в составе магнетита из

Элемент	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	Mn	Cr	
TiO <sub>2</sub>	1	0,65	-0,85	0,34	0,61	0,33	0,27	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1	-0,81	0,45	0,59	0,12	0,24	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			1	-0,71	-0,74	-0,16	-0,32	
FeO				1	0,33	-0,03	0,08	
Mg					1	0,044	0,35	
Mn						1	-0,00	
Cr							1	
V								
Ni								
Co								
Zr								
Sn								
Zn								
Pb								
Cu								
X	4,30	2,06	60,61	30,4	1,74	0,30	1229	
S	3,14	1,72	7,50	2,92	1,39	0,15	1978	

Ст. Хафнер [84] считают, что равенство площадей пиков А- и В-позиций (в пределах ошибки) на мёссбауэровских спектрах свидетельствует скорее о статистическом распределении вакансий между тетраэдрической и октаэдрической позицией.

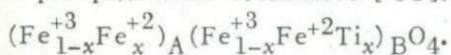
Менее определена структура примесных магнетитов. Как было ранее показано, основными примесями, влияющими на структуру и свойства магнетита, служат титан, магний, алюминий. Структура конечных членов рядов этих элементов с железом к настоящему времени установлена – TiFe<sub>2</sub>O<sub>4</sub><sup>+2</sup> и MgFe<sub>2</sub>O<sub>4</sub><sup>+3</sup> являются обращенными шпинелями, MgAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub> и FeAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub> – нормальными. Однако экспериментальные данные показывают, что распределение катионов примесей между А- и В-позициями в магнетите не аддитивно содержит указанных компонентов, как в бинарных смесях. Это вызвано, очевидно, как температурной зависимостью распределения, так и возможностью существования иных компонент твердого раствора или необычным их сочетанием.

Наиболее изучена бинарная система магнетит – ульвошпинель (1-x)Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>·xTiFe<sub>2</sub>O<sub>4</sub>). На основании изучения синтетического материала было показано, что при любых значениях x в структуре магнетита TiFe<sub>2</sub>O<sub>4</sub>–составляющая испытывает полное обращение: [Fe<sup>+2</sup>]<sub>A</sub>[Fe<sup>+2</sup>Ti]<sub>B</sub>O<sub>4</sub>. Однако если октаэдрическое положение титана общепризнанное, то для распределения Fe<sup>+2</sup> и Fe<sup>+3</sup> по позициям предложено несколько моделей.

изверженных пород ( $K_{kp} = 0,39$ )

V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
0,62	-0,11	0,55	0,07	0,28	0,06	0,16	0,46
0,47	-0,07	0,57	-0,10	-0,31	-0,13	-0,36	0,27
-0,66	0,03	0,71	0,17	0,35	0,10	0,39	-0,42
0,43	0,13	0,48	-0,31	-0,25	-0,06	-0,35	0,31
0,45	-0,07	0,71	-0,23	-0,31	-0,26	-0,42	0,16
0,13	-0,07	0,12	0,53	-0,06	-0,60	0,59	-0,01
0,48	0,16	0,33	-0,10	-0,12	-0,22	-0,21	-0,10
1	-0,10	0,59	-0,18	-0,36	-0,08	-0,11	0,29
	1	0,21	-0,18	-0,22	-0,19	-0,15	0,04
		1	-0,28	-0,42	-0,12	-0,29	0,15
			1	-0,00	0,49	0,50	-0,19
				1	0,14	0,29	-0,19
					1	0,72	0,05
						1	-0,13
							1
3264	283	212	98	34	796	12	107
2623	403	147	103	69	730	17	164

При кристаллизации и быстрой закалке от высоких температур, по мнению А. Стефенсона [81], более реальна модель неупорядоченного распределения С. Акимото [48]:



Магнетиты, испытавшие равновесную кристаллизацию при низких температурах, имеют катионное распределение, близкое к модели Л. Нэеля [71] и Р. Шевалье и др. [53]:  $(Fe^{+3})_A(Fe^{+3}_{1-2x}Fe^{+2}_{1+x}Ti_x)_B O_4$  при  $0 < x < 0,5$  и  $(Fe^{+3}_{2-2x}Fe^{+2}_{2x-1})_A(Fe^{+2}_{2-x}Ti_x)_B O_4$  при  $0,5 \leq x \leq 1,0$ .

Однако С.Д. Джексен и П.Н. Шайв [64] считают, что ввиду быстрого электронного обмена между  $Fe^{+2}$  и  $Fe^{+3}$  в октаэдре, равно как и между A- и B-позициями, закалка высокотемпературного распределения невозможна и происходит распад (возможно, спинодальный) твердого раствора с выделением титанистой составляющей и почти чистого магнетита. Отметим, что подобный процесс широко представлен на всех его стадиях в природных магнетитах.

О распределении магния и алюминия в структуре магнетита некоторое представление дает сравнение энергий предпочтения элементов к октаэдрической позиции [68]. Величина этого параметра у Mg (-5,0 ккал/г·ат) и у Al (-2,5 ккал/г·ат) заметно превышает величину его у  $Fe^{+2}$  (9,9 ккал/г·ат) и у  $Fe^{+3}$  (-13,3 ккал/г·ат), что позволяет рассматривать эти элементы как типично октаэдрические. Тем не менее это положение нельзя считать исчерпываю-

Таблица 7

Нормативный состав магнетитов из табл. 5

Номер образца	FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	FeCr <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	NiFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>
ОУ-36	3,72	16,01	0,69	2,13	0,19
ОУ-5	5,83	10,74	0,82	0,06	0,08
Щ174 <sup>в</sup>	4,99	12,60	0,85	0,73	0,22
Р503 <sup>а</sup>	2,40	10,82	1,19	0,09	0,02
ОУ-40	8,95	19,38	0,80	0,91	0,23
К-589 <sup>б</sup>	2,91	15,29	0,92	0,01	0,00
ЩУ-1	0,32	0,74	0,19	0,29	0,47
О-4	5,92	13,05	1,40	1,60	0,11
5845/6	8,66	21,91	1,15	0,15	0,07
5845/1	9,75	29,36	1,34	0,02	0,15
К67 <sup>г</sup>	8,72	18,20	1,14	0,16	0,04
Щ846 <sup>з</sup>	7,57	21,67	0,92	1,16	0,10
Щ801 <sup>д</sup>	9,05	16,28	1,15	0,01	0,02
О-1093/2	10,41	17,33	1,14	0,00	0,05
121	2,12	1,65	1,85	0,01	0,01
122	2,59	1,59	1,78	0,01	0,01
О-704-ж	2,45	2,04	1,13	0,09	0,03
ЩХ-11	1,83	3,20	0,13	0,00	0,03
Щ920	0,23	3,15	0,68	0,02	0,00
К-2029	1,06	4,18	1,01	0,55	0,06
К-2024	0,83	4,53	0,43	0,01	0,01
Х-1	0,23	0,12	0,82	0,00	0,00

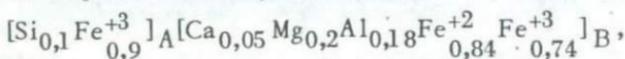
\*R – коэффициент распада,  $R = \text{FeTiO}_3/\text{FeTiO}_3 + \text{TiFe}_2\text{O}_4$ .

щим для магнетитов с высоким содержанием четырехвалентного титана, существенно изменяющего геометрическую конфигурацию октаэдрической позиции. Кроме того, наличие нормальной шпинели состава MgAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub> свидетельствует о большем предпочтении Al к В-позиции, чем Mg. К.М. Крир и С. Стефенсон [55], исходя из предполагавшихся ранее моделей Акимото, Нэеля и Шевалье и промежуточной, рассчитали катионное распределение для 39 природных магнетитов. Для каждой из моделей принималось два варианта распределения – упорядоченное (Mg и Al только в В-позиции) и статистическое – с компенсацией вакансий в А-позиции Al и Mg. Рассчитанные этими авторами точка Юри и магнитный момент для разных магнетитов согласуются с различными вариантами распределения, что свидетельствует о правомочности как упорядоченной, так и статистической модели катионного распределения в природных примесных магнетитах.

FeV <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub>	FeTiO <sub>3</sub>	FeFeO <sub>4</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	R*
0,63	0,00	7,17	69,05	0,00	0,41	1,00
1,09	0,00	9,08	66,63	0,00	5,67	1,00
0,83	8,47	3,93	67,37	0,00	0,00	0,32
0,56	0,00	14,75	49,17	0,00	21,00	1,00
0,49	0,22	8,44	60,58	0,00	0,00	0,97
0,12	0,00	1,39	77,28	0,00	2,09	1,00
0,09	0,00	0,19	96,91	0,00	0,78	1,00
1,74	17,11	2,78	56,29	0,00	0,00	0,14
1,29	28,76	0,00	37,47	0,53	0,00	0,00
0,96	26,45	0,00	25,66	6,32	0,00	0,00
1,16	19,74	0,00	50,68	0,15	0,00	0,00
1,85	12,49	4,97	49,28	0,00	0,00	0,28
0,82	12,86	4,66	55,14	0,00	0,00	0,27
0,79	17,46	0,00	51,71	1,11	0,00	0,00
0,10	0,00	9,70	66,61	0,00	17,95	1,00
0,09	0,00	10,05	64,90	0,00	18,98	1,00
0,56	0,00	2,18	85,97	0,00	5,56	1,00
0,06	0,00	1,29	90,91	0,00	2,55	1,00
0,20	0,00	2,45	91,17	0,00	2,10	1,00
0,91	8,60	0,00	83,54	0,10	0,00	0,00
0,20	0,00	2,54	83,85	0,00	7,61	1,00
0,01	0,01	0,00	98,58	0,22	0,00	0,00

Положение "малых" элементов Cr, Ni, Mn в структуре более определенно: Cr, Ni имеют максимальное предпочтение к октаэдру [68] (энергии предпочтения соответственно 16,6 и 9,0 ккал/г.ат), Mn тяготеет к тетраэдрическому окружению (-14,7 ккал/г.ат).

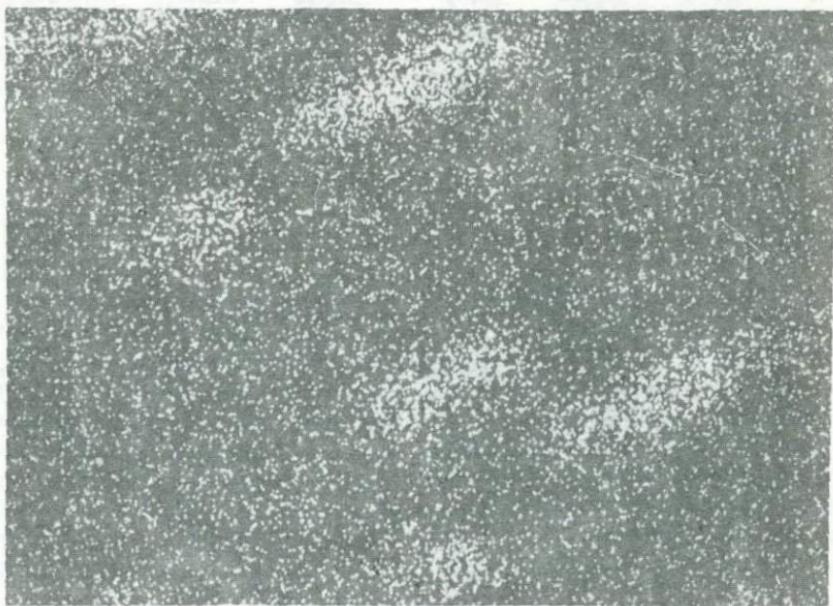
Катионное распределение в описанном ранее кремнисто-кальциевом магнетите требует специального изучения. Принимая полную упорядоченность, а также имея ввиду предпочтение Ca к позициям высокой координации и Si к тетраэдру, катионное распределение в магнетите № 2 из табл. 4, близкое по составу к смеси Кор-1, можно выразить в следующем виде:



что совпадает с мёссбауэровским распределением железа для Кор-1. Следует, однако, отметить, что данный магнетит обнаруживает



*а*

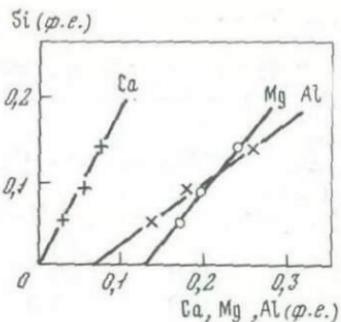


*б*

Рис. 4. Характер выделения шпинели и распределение при распаде магнетитового твердого раствора

Ув. 2500. JXA-5a. *а* - снимок в отраженных электронах; *б* - снимок в рентгеновском  $MgK_{\alpha}$  излучении

Рис. 5. График изменения содержаний Ca, Al и Mg в зависимости от кремнеземистости кремнисто-кальциевого магнетита



отчетливую оптическую анизотропию и, следовательно, может иметь дефектную структуру.

Иную трактовку структуры примесного титаномагнетита дают в недавней статье М.З. Старт и П. Бейлисс [82]. Наименьшие значения R-фактора (по данным монокристалльной съемки) для магнетита состава  $\text{Ca}_{0,005}\text{Mg}_{0,05}\text{Mn}_{0,014}\text{Fe}_{2,186}\text{Al}_{0,089}\text{Ti}_{0,591}\text{Cr}_{0,039}\text{V}_{0,019}\text{Si}_{0,008}\text{O}_4$  ими получены при следующем распределении катионов между позициями: A - ( $\text{Mn}^{+2}$ ,  $\text{Si}^{+4}$ ,  $\text{Fe}^{+3}$ ); B - ( $\text{Ca}^{+2}$ ,  $\text{V}^{+3}$ ,  $0,478$ ,

$\text{Cr}^{+3}$ ,  $\text{Mg}^{+2}$ ,  $\text{Al}^{+3}$ ,  $\text{Ti}^{+4}$ ,  $\text{Fe}^{+2}_{0,553}$ ,  $\text{Fe}^{+3}_{0,637}$ ) в предположении

полной стехиометричности изученного минерала. Исследователи приходят к выводу, что магнетит - нормальная шпинель, признавая обращение для ульвошинелевой составляющей.

Поместив  $\text{Mg}^{+2}$  в B-позицию, они, очевидно, допускают вхождение его в виде составляющей  $\text{MgFe}_2\text{O}_4$ , являющейся обращенной шпинелью, однако эквивалентные магнию количества  $\text{Fe}^{+3}$  в A-позиции отсутствуют. Кроме того,  $\text{Ti}^{+4}$  в B-позиции (0,591 ат) не компенсирован (0,553 ат), что должно соответствовать условию полного обращения ульвошинели. Правда, можно полагать, что Mg входит в состав ульвошинелевой составляющей, однако и в этом случае хотя бы часть его должна находиться в A-позиции. Неопределенно также положение Mn, Ca и Si.

Таким образом, наибольшие неопределенности в трактовке структуры магнетита возникают при изучении синтезированных в различных условиях или эфузивных (высокотемпературных закаленных) разностей, где примеси входят в структуру минералов. Однако даже в экспериментальных условиях наблюдаются признаки распада твердого раствора на магнетит и богатую титаном фазу [64], а в природных условиях распад испытывают все глубинные (т.е. равновесные) магнетиты. В продуктах распада чаще всего оказываются ульвошинель, обычно окисленная до ильменита, титаномагнетита и т.п., магнезиально-железистая шпинель [62]. Магнетит с высоким содержанием марганцевой и магнезиоферритовой составляющих устойчивый при низких температурах и однородный. Вмешающая

Таблица 8

Компонентный состав, ТЭДС и параметры решетки некоторых

Номер образца	FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	FeCr <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	NiFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	FeV <sub>2</sub> O <sub>4</sub>
ОУ-36	3,7	16,0	0,7	2,1	0,2	0,6
ОУ-5	5,8	10,7	0,8	0,1	0,1	1,1
К-589б	2,9	15,3	0,9	0,0	0,0	0,1
ШУ-1	0,3	0,7	0,2	0,3	0,5	0,1
Р8480	4,0	0,0	1,6	0,0	0,0	0,5
Р849а	4,1	0,0	0,6	0,0	0,0	1,0
Ш522б	2,4	1,7	0,4	0,0	0,0	0,1
Ш341в	0,5	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0
Р7876	2,3	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0
Ш621а	1,1	0,0	1,1	0,0	0,9	0,0
К-67г	8,7	18,2	1,1	0,2	0,0	1,2
Ш801д	9,0	16,3	1,1	0,0	0,0	0,8
Ш846з	7,6	21,7	0,9	1,2	0,1	1,9
О-1093/2	10,4	17,3	1,1	0,0	0,1	0,8
Ш909а	8,1	4,1	1,1	0,0	0,0	0,0
Ш803д	1,8	0,6	2,3	0,0	0,1	0,8
Х-1	0,3	0,1	0,8	0,0	0,0	0,0

продукты распада матрица содержит Ti, Mg и Al в количествах ниже 1%. Распад на чистые фазы подтверждается и тем, что точка Кюри распавшегося магнетита, несмотря на обилие примесей в валовом составе, близка к точке Кюри чистого магнетита. Хотя механизм распада твердых растворов изучен слабо, можно предполагать, что в природе имеются две структурные разновидности магнетитов — высокотемпературная закаленная (эффузивная) и высокотемпературная распавшаяся (интрузивная и метаморфическая). Первая характеризуется всеми формами катионного распределения от статистического до упорядоченного в зависимости от температуры, скорости ее падения на протяжении кристаллизации и набора элементов-примесей. Вполне очевиден тот факт, что кинетика процесса кристаллизации и определенные соотношения элементов-примесей будут контролировать распределение Fe<sup>+2</sup> и Fe<sup>+3</sup> по позициям решетки. Структурный характер элементов-примесей в закаленных магнетитах показывает, что быстрый электронный обмен между подрешетками (типа A-B) происходит только вблизи температуры ликвидуса, а при резком охлаждении замораживается в какое-то высокотемпературное состояние, которое в дальнейшем сохраняется даже в геологическом масштабе времени. В этом случае элементы-примеси играют роль своеобразного тормоза упорядочения структуры магнетита.

TiFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	FeTiO <sub>3</sub>	FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	R	ТЭДС, мкв/град	$a_0^{\circ}, \text{ \AA}$
0,0	7,2	69,0	0,1	0,4	1	64	8,391
0,0	9,1	66,6	0,0	5,67	1	60	8,394
0,0	1,4	77,3	0,0	20,9	1	57	8,385
0,0	0,2	96,9	0,0	0,8	1	60	8,400
0,0	20,5	59,8	0,0	20,7	1	62	8,381
0,0	8,0	75,6	0,0	10,8	1	60	8,392
2,5	0,0	92,8	0,1	0,0	0	58	8,388
0,0	1,4	83,9	0,0	13,9	1	60	8,390
1,1	0,0	90,7	5,6	0,0	0	63	8,387
3,9	0,0	91,5	1,5	0,0	0	63	8,394
19,7	0,0	50,7	0,2	0,0	0	75	8,393
12,9	4,7	55,1	0,0	0,0	0,27	65	8,386
12,5	5,0	49,3	0,0	0,0	0,29	71	-
17,5	0,0	51,7	1,1	0,0	0	71	-
7,3	0,1	79,3	0,0	0,0	0,01	72	8,380
0,0	3,4	86,8	0	4,1	1	66	-
0,0	0,0	98,6	0,2	0,0	-	60	-

При медленном снижении температуры кристаллизации (например, в глубинных магматических очагах) высокотемпературные твердые растворы магнетита будут последовательно распадаться с выделением конечных фаз и с приближением структуры магнетита к идеальной. Такую же структуру будут иметь и низкотемпературные гидротермальные магнетиты, практически лишенные элементов-примесей.

Различие в структуре двух типов магнетита обусловливает и различия в типах проводимости их [61], а следовательно, и в величине их термо-ЭДС. Возможность легкого электронного обмена типа ВВ и АВ в идеальных магнетитах приводит к возрастанию концентрации носителей тока в свободной зоне кристалла, в данном случае электронов, что в свою очередь должно сопровождаться понижением электронной термо-ЭДС [24]. Значительную роль, видимо, играют ваканси, концентрирующиеся по поверхности кристаллов [84]. Возможно, что метод термо-ЭДС позволит фиксировать нестехиометричность магнетитов и их катионное распределение.

Измерения термо-ЭДС проводились на установке Г.И. Сканави и А.М. Каштановой [34] и Г.А. Горбатова [15], результаты измерений подвергались статистической обработке.

Данные по ТЭДС магнетитов немногочисленны: М. Телкес [83], Г.А. Горбатов [17], Е.В. Францессон [36]. Г.А. Горбатов впервые

показал, что ТЭДС малотитанистых магнетитов из различных месторождений одинакова (-67 - 68 мкв/град), она резко возрастает в магнезиальных (-123-137 мкв/град) и марганцовистых (-207 мкв/град) разностях. Е.В. Францессон [36] установила разницу в величине ТЭДС фено- и ксенокрист (-88 мкв/град) магнетита и гидротермальной пылевидной вкрапленности (-55 мкв/град) в кимберлитах Якутии. Следует отметить, что ввиду отсутствия серийных установок по определению ТЭДС и общесоюзных стандартов абсолютные величины ТЭДС у различных авторов могут иметь существенные расхождения. Применявшаяся авторами установка сконструирована и градуирована по схеме и эталонам Г.А. Горбатова [15]. Большинство измеренных магнетитов характеризуется весьма однородным распределением ТЭДС, и средние арифметические, геометрические и статистические величины обычно близки или совпадают. Разброс наблюдается в зернах из мелкой вкрапленности, в магнетитах с тонкими структурами распада и следами окисления или гидротермальной переработки. Тем не менее и в этих случаях статистические максимумы довольно четки. Полученные данные приведены в табл. 8, 9.

Из табл. 8 следует, что прямые корреляции между ТЭДС и составом не обнаруживаются. Исходя из данных Г.А. Горбатова [17], можно было бы предполагать, что примеси  $Fe_2O_3$ ,  $MnFe_2O_4$  и  $MgFe_2O_4$  должны значительно увеличивать ТЭДС магнетитов (например, обр. ОУ-36, К-67г, Ш-801д, О-1089/6, Ш-803д), однако ковдорский магнезиоферрит (К-589б) имеет низкую ТЭДС (-57 мкв/град), а ксенокрист из щелочного базальта (Ш909 а/2), близкий по составу к габроидным магнетитам и лишенный магния, показывает высокие значения ТЭДС - 72 мкв/град. Таким же образом устанавливается, что различные содержания титановой составляющей не определяют величину ТЭДС, равно как и вхождение ее в форме  $FeTiO_3$  или  $TiFe_2O_4$ , так как тот же обр. Ш-909 а/2 при высокой ТЭДС беден  $TiFe_2O_4$ -составляющей. Поскольку наиболее высокими значениями ТЭДС обладают высокотемпературные нераспавшиеся магнетиты из эфузивов, следовательно, величина ТЭДС определяется в основном степенью дефектности (неупорядоченности) кристаллической решетки. Это подтверждается и гомогенизацией (по методике О.А. Богатикова и др.) двух обр. ОУ-5 и А-27/219 (табл. 10) при температуре 1200°C и непрерывной откачке ( $P = 10^{-4} - 10^{-5}$  мм рт.ст.) в течение 7 час. и последующей закалке. При низком содержании титана (ОУ-5) происходит более полная гомогенизация (судя по ТЭДС и  $a_0$ ), чем в случае высоких концентраций ильменита (А-27/219), для чего, очевидно, необходима более высокая температура. Следовательно, ТЭДС интузивных и гидротермальных магнетитов будет определяться в значительной мере степенью распада первичного (высокотемпературного) состава. В более низкотемпературных разностях это влияние будет незначительным ввиду чистоты их от основных примесей (и, следовательно, ввиду большей стехиометричности их состава). Тот факт, что большинство интузивных и гидротермальных (близ-

Таблица 9

Термо-ЭДС изученных магнетитов, мкв/град

Тип минерализации	Количество образцов	Пределы колебаний		
		от	до	средне-статист.
Сингенетическая вкрапленность в субщелочных гипербазитах	3	63	69	-
Жильные руды в базальтоидных гипербазитах	3	60	65	-
Поздние руды в субщелочных гипербазитах (Ковдор).	1	-	57	-
Октаэдры магнетита в тальковых сланцах	1	-	60	-
Сингенетическая вкрапленность в габброидах	14	58	64	60
Гнезда в габбро-пегматитах	3	67	89	
Сплошные руды в анортозитах	4	58	60	60
Сплошные руды в амфиболитах	1	-	58	-
Магнетит-кварцевые жилы в амфиболитах	1	-	60	-
Октаэдры магнетита из жилы сульфидных медно-никелевых руд	1	-	63	-
Сингенетическая вкрапленность в диабазах	4	59	60	60
Фенокристы в базальтах	5	68	72	70
Анортит-оливиновые включения в базальтах	3	65	75	-
Ксенолиты габбро в базальтах	1	-	78	-
Магнетитовая брекчия в сиените	2	69	70	-
Вкрапленность в щелочных гранитах	4	58	64	59
Вкрапленность в гранитах и диоритах	6	59	60	60
Вкрапленность в грейзенизированном граните	1	-	60	-
Вкрапленность в дацитах и игнимбритах	12	60	70	70
Скарноиды по траппам	1	-	63	-
Скарноиды по амфиболитам	15	58	59	59

Таблица 10

Результаты термообработки магнетитов ( $T = 1200^{\circ}\text{C}$ ,  
 $P = 10^{-4} - 10^{-5}$  мм рт. ст.)

Номер образца	Параметр	До обработки	После обработки
ОУ-5 $\text{TiO}_2 = 4,85\%$	ТЭДС, мкв/град $a_0, \text{\AA}$	-60 8,3944	-69 8,3826 8,3936
A-27,219 $\text{TiO}_2 = 19,3\%$	ТЭДС, мкв/град $a_0, \text{\AA}$	-58 8,3867	-61 8,3875

стехиометрических) магнетитов независимо от содержания Ti, Al имеет близкие значения ТЭДС (58–60 мкв/град), показывает, что эти разности претерпевают полный распад на близкостехиометрический магнетит и кристаллические фазы – примеси. Очевидно, распад не затрагивает составляющую  $\text{MnFe}_2\text{O}_4$ , поскольку обогащенные ею магнетиты имеют несколько повышенные значения ТЭДС (обр. ОУ-22, №803д).

Наконец, при измерении ТЭДС расплавшихся и измененных магнетитов применявшимся методом существуют и методические трудности. Дело в том, что зерна магнетита несут тонкие (иногда 0,001 мм) вrostки полупроводников ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeTiO}_3$ ,  $\text{TiFe}_2\text{O}_4$ ,  $\text{MgFeO}_4$ ), обладающих различными по величине и знаку ТЭДС (в мкв/град):  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = -$  (180–290),  $\text{FeTiO}_3 = +$ (30–290),  $\text{MgFe}_2\text{O}_4 = -$  (123–137). Поэтому получаемые применявшимся методом значения ТЭДС в ряде случаев будут какой-то статистической результирующей величиной, зависящей от количества примесей кристаллической фазы. Так, например, установлено, что приведенные в табл. 9 аномально высокие значения ТЭДС в магнетитах из габбро-пегматитов обусловлены полным замещением (в силу укрупненности зерен) ильменита в структурах распада гематитом. При измерении ТЭДС таких зерен наблюдается большой разброс значений (среднеквадратические отклонения  $> 40\%$ ), отмечаются величины, соответствующие чистому гематиту. Очевидно, этим же влиянием объясняется и высокое значение ТЭДС (-88), полученное Е.В. Францессон [36] для магнетита из кимберлитов. Вростки же ильменита, видимо, не оказывают существенного влияния, как показали измерения под микроскопом на другой установке [39] с помощью игольчатых электродов.

Таким образом, по величине ТЭДС выделяются две группы магнетитов – интрузивные–гидротермальные и эфузивные (высокотемпературные). Для более дробного расчленения в пределах групп необходимы дальнейшие исследования, в частности с применением гомогенизации.

## Глава II

# СПЕЦИФИКА ИЗУЧЕНИЯ МАГНЕТИТА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ГРУПП

## УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ

В ультраосновных породах отмечается два основных этапа выделения магнетита — при кристаллизации расплавов (сингенетичные) и при гидротермальной переработке пород. Эти этапы значительно отличаются по температурам и режиму летучих компонентов, что влечет за собой существенные различия в составе магнетитов.

### СИНГЕНЕТИЧНЫЕ МАГНЕТИТЫ

Сингенетический магнетит образуется лишь в ультраосновных эфузивах и в интрузивных массивах повышенной железистости, особенно в тех, где отчетливо проявлена дифференциация расплава. Обычно подобные массивы по существующим критериям относятся к базальтоидному ряду. Среди подобных образований авторами выделяется три комплекса (формации) — кимберлит-пикритовый, габбро-верлитовый и троктолит-кортландитовый [43, 44]. В массивах дунит-гарцбургитовой формации в силу высокой магнезиальности пород, невыраженности дифференциации и, очевидно, более восстановительных условий кристаллизации сингенетичный магнетит практически отсутствует.

Исследованиями последних лет показано широкое распространение ультраосновных эфузивов как в древних платформах, так и в молодых геосинклиналях [2]. В 1974 г. пикриты, меймечиты и их брекчи обнаружены в Приморье [46]. Как и в известной Маймече-Котуйской провинции, здесь эти породы слагают субвулканические штоки, дайки, силлы и трубы взрыва и вместе с пикритовыми и щелочными базальтами и гипербазитовыми интрузиями образуют единый магматический комплекс щелочного ряда. Для трубок взрыва характерна интенсивная биотитизация. Меймечиты сложены крупными фенокристами оливина, погруженными в трахитоидную основную массу, состоящую из титан-авгита или керсунита и ультраосновного стекла. В основной массе рассеяны отдельные октаэдры титанисто-хромовой шпинели, ильменита и мелкие ( $0,1\text{--}1$  мм), хорошо ограненные кристаллы магнетита (1–3 объемн. %). При интенсивной серпентинизации выделяется пылеватый вторичный магнетит. В связующей массе брекчий встречены крупные округлые выделения магнетита, типичные для кимберлитовых брекчий. Под микроскопом устанавливается, что все сингенетичные магнетиты гомогенны и не несут

Таблица 11

Элементы-примеси магнетитов из кимберлитов и меймечитов

Номер образца	TiO <sub>2</sub>	MnO	Cr	V	Ni
Ш194а	4,0	0,46	8300	790	550
Ш933/1	8,5	0,73	35000	1100	2300
Ш933к	5,74	0,30	4600	630	1400
Ш85	3,6	0,57	2100	1000	200
Ш85к	6,2	0,21	2000	830	170
Ш85х	6,0	0,56	6900	750	400
Ш937б	4,63	0,12	3200	1100	540
Ш85ш	10,0	0,97	1400	830	310
Ш937д	6,72	0,05	3900	1200	200
Ш935д	3,2	0,47	29000	950	2300
КМ-27	6,0	0,73	4100	370	260
КВ-30	3,1	0,56	1800	250	400
Х-1	5,64	0,48	3830	817	3337

Примечание. Обр. Ш933 – 935 – с. Глубинное (Приморье); обр. Ш85 – с. Ариадное (Приморье); обр. Ш194а – р. Катэн (Приморье); обр. КМ-27, КВ-30 – р. Оленек (Якутия).

следов распада твердого раствора. Для характеристики меймечит-пикритового комплекса проанализировано два магнетита из кимберлитовых даек Оленекского района Якутии (обр. К.Н. Никишова). Следует отметить, что чисто отобрать магнетиты из пород этого комплекса не удается и некоторая часть элементов принадлежит циркону, хромиту, ильмениту и пентландиту.

Состав эфузивных магнетитов (табл. 11) из гипербазитов характеризуется высокими содержаниями магния, хрома, титана, марганца и циркония при пониженных – ванадия, цинка и меди. Очевидно, региональной чертой приморских магнетитов служит их "оловянный" уклон. Предпочтение эфузивных магнетитов к марганцу и цирконию при снижении роли ванадия и цинка, как будет показано ниже, обусловлено принадлежностью эфузивов к магмам щелочной линии.

Среди интрузивных комплексов гипербазитов Дальнего Востока выделяются две формации [42, 43] – габбро-верлитовая и троктолит-карнландитовая. Обе они, по мнению авторов, являются производными базальтоидного ряда. Ближайшими аналогами габбро-верлитовой формации могут служить интрузивы уральской габбро-перidotитовой формации – Качканарский, Кытлымский, Косьвинский и др. В пределах Дальнего Востока эти интрузивы известны в Приморье [21], на Камчатке [40] и, очевидно, в Корякско-Чукотской зоне. В этих местах они представлены как крупными (более

Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
180	40	74	1200	3	21
180	126	42	1200	10	59
47	45	32	470	2	17
63	140	76	260	39	320
19	150	14	240	2	6
62	126	66	230	16	17
55	240	7	580	1	7
43	290	17	200	28	19
36	240	28	1600	5	11
220	80	48	600	1	2
170	320	12	170	7	12
190	320	9	190	24	41
105	176	34	327	11	19

20 км<sup>2</sup>) телами, так и мелкими ( $20 \times 200$  м<sup>2</sup>) дайками. Крупные массивы сложены обычно однообразными крупно-среднезернистыми верлитами с гнездами и жилами пегматоидных клинопироксенитов. Некоторые массивы включают редкие участки лерцолитов, в других встречаются обособления дунитов, а по краям массивов — оторочки клинопироксенитов. Обычно в виде поздней фазы присутствуют габбро и габбро-нориты. Породам Дальнего Востока свойственны повышенные железистость ( $f_{\text{общ.}} = 15-25\%$ ) и титанистость ( $\text{TiO}_2$  более 0,3 вес. %) и низкая хромистость (менее 0,2%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ). Интрузивы обнаруживают признаки кристаллизации в гипабиссальных условиях.

Первичный магнетит в описываемых массивах Дальнего Востока встречается только в шлирах и жилах пегматоидных клинопироксенитов в верлитах, реже — в краевых оторочках мелкозернистых клинопироксенитов. В первом случае он образует крупные (5 × 12 мм) сидеронитовые гнезда, в мелкозернистых разностях — мелкие (0,2 — 1 мм) округлые зерна. Магнетит — единственный рудный минерал, что обеспечивает чистоту его выделения. Исследования под микроскопом показывают, что все магнетиты в структурах распада несут шпинель и ильменит.

Данные по составу сингенетических магнетитов присутствуют почти в каждой работе по интрузивным гипербазитам. Наиболее полная сводка приводится в работе Л.Ф. Борисенко [5]. Правда, в боль-

Таблица 12

Состав и элементы-примеси сингенетических магнетитов из

Номер образца	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	MgO	MnO	Cr
Габбро-верлитовая формация						
ШУ-3	2,03	2,73	88,77	2,75	0,37	460
ШУ-4	2,18	2,73	88,63	2,77	0,20	100
ШУ-5	2,06	2,70	88,70	2,74	0,24	110
ШУ-6	3,30	2,59	88,80	2,70	0,33	120
ОУ-5	4,85	2,65	89,69	1,93	0,26	320
ОУ-5	-	-	-	-	0,26	240
ОУ-5	-	-	-	-	0,26	200
Ш174	5,15	2,28	89,26	2,28	0,27	3400
Ш175	4,90	1,70	90,5	2,6	0,27	3400
ШУ-7	2,14	2,68	88,9	2,72	0,15	1200
ШУ-8	1,87	2,72	88,7	2,70	0,35	3100
ОУ-41	4,08	3,0	88,8	2,69	0,36	17400
ОУ-36	3,85	1,70	89,64	2,89	0,22	10000
ОУ-36	-	-	-	-	0,22	5800
ОУ-36	-	-	-	-	0,22	5400
ОУ-40	4,70	4,17	86,67	3,57	0,26	3300
ОУ-40	-	-	-	-	0,26	4000
					0,26	5600
$\bar{X}_1$	4,12	2,63	88,8	2,79	0,26	3911
Троктолит-кортланцитовая формация						
3514	7,4	-	-	-	0,83	4200
3514	7,2	-	-	-	0,83	4200
Ш1386	3,4	-	-	-	0,73	8400
$\bar{X}_1$	6,0	-	-	-	0,81	5600

Примечание. Обр. ОУ, ШУ - Урал: обр. ШУ-3-6 - Качканарский массив, обр. ОУ-5 - Первоуральское, обр. ОУ-36 - Гусевогорское месторождение, обр. ОУ-41 - Кытлымский массив, обр.

шинстве работ охарактеризовано обычно 4-5 элементов. Кроме того, ввиду различия аналитических методик и отсутствия единых эталонов абсолютные значения содержаний элементов у разных исполнителей незначительно отличаются, что побудило авторов использовать только свои материалы.

Химический состав сингенетических магнетитов из гипербазитов в значительной мере отражает общие геохимические особенности пород - обогащенность Mg, Ti, Cr, Ni, Co (табл. 12). Отмечаются

V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
---	----	----	----	----	----	----	----

## Габбро-верлитовая формация

2600	170	190	16	7	460	9	59
2700	260	260	12	10	380	8	50
3700	240	200	21	1	440	4	24
4500	320	430	44	7	560	8	31
5400	220	240	100	6	490	3	54
4600	200	320	85	2	410	8	66
4800	200	320	100	2	550	3	69
3800	590	320	18	26	210	3	63
3800	490	320	18	24	210	3	36
1300	170	340	12	14	360	8	44
2600	250	300	14	21	340	9	200
3400	760	340	63	11	490	5	11
3600	530	410	89	28	240	3	6
3000	480	250	72	16	200	4	6
2000	450	300	79	32	530	5	8
1900	540	270	63	32	240	4	31
1900	560	250	85	12	300	5	55
3100	770	320	72	26	410	10	36
3230	403	310	66	14	387	5	38

## Троктолит-кортландиновая формация

6300	310	270	25	52	230	27	50
6300	310	270	25	69	230	46	50
2400	1500	340	48	100	1300	8	710
5000	310	293	33	40	230	27	50

ОУ-40 – Косьвинское плечо. Обр. Ш174, Ш138, 3514 – Сихотэ-Алинь: обр. Ш174-175 р. Катэн, обр. Ш138, 3514 – с. Ариадное.

повышенные концентрации Zr, минералы которого в породах отсутствуют. Сравнительная стабильность концентраций Ni, Co, Zn, Pb и Cu подтверждает отсутствие сульфидов этих элементов в изученном материале. Низкие содержания Cr, Ni, Co, Sn в ряде качканарских магнетитов из пироксенитов (обр. ЩУ-3 – 6), возможно, указывают на их метасоматический генезис. Сравнение уральских и приморских магнетитов показывает полную идентичность их составов, исключая понижение доли циркония в приморских магнетитах.

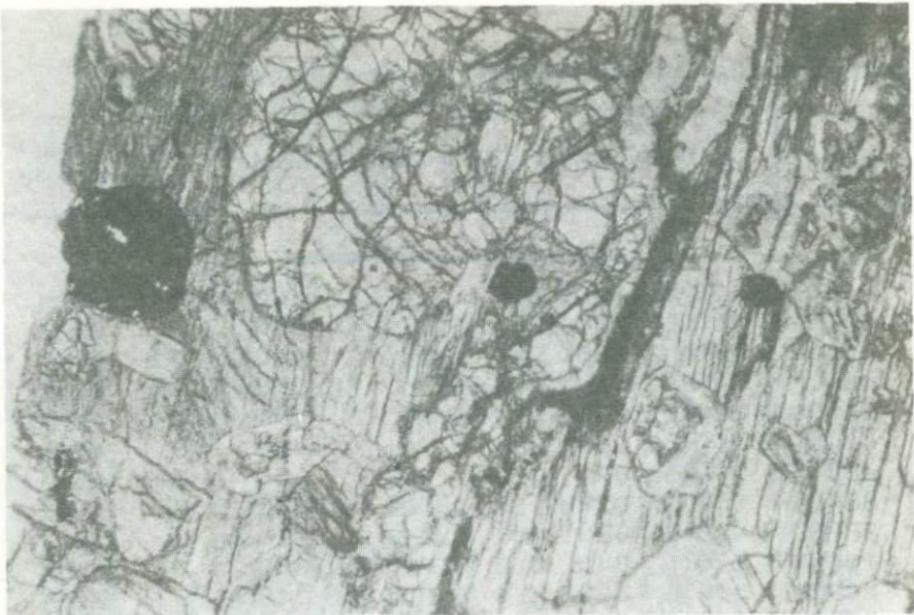


Рис. 6. Характер выделения сингенетического магнетита в кортландитах. Ув. 60. Ник. параллельны

Троктолит-кортландитовые интрузивы в качестве самостоятельной формации были впервые выделены С.С. Зиминым [20] в пределах Сино-Корейского щита. Дальнейшее изучение показало, что они широко распространены как в молодых [11, 13, 40], так и в древних [19] структурах Дальнего Востока. Специфика пород этой формации заключается в обогащенности водой исходных магм, что находит отражение в интенсивной автометасоматической амфиболизации пород и постоянном присутствии сульфидной медно-никелевой минерализации. Если предполагать, что одновременный принос кальция, алюминия и воды при амфиболизации маловероятен, то приходится допустить, что в первичных безводных породах должен присутствовать плагиоклаз, что подтверждается частым соседством в массивах кортландитов и троктолитов. Отчетливо выраженные явления дифференциации в массивах, пестрый состав пород и признаки расслоения позволили рассматривать кортландитовые интрузивы в качестве аналогов древних расслоенных комплексов, сформировавшихся в менее стабильных тектонических условиях.

Рассматриваемые интрузивы представлены мелкими (первые десятки или сотни метров) штоками и дайками, секущими структуры вмещающих пород. Как и расслоенные аналоги, они образуются в зонах терригенного осадконакопления и кристаллизуются большей частью в мелкоглубинных условиях. Сложены массивы в разной степени амфиболизированными лерцолитами и верлитами, в ядрах тел иногда обогащенными оливином. К краям тел встречаются пироксе-

ниты, плагиоклазовые гипербазиты и габброиды. Среди последних чаcты оливиновые разности.

Подобно предыдущей формации, породы и минералы кортландитовой формации сравнительно железисты ( $f_{\text{общ}} = 12\text{--}25\%$ ), включают ильменит, хромит и сульфиды меди и никеля. Сингенетический магнетит встречается редко в богатых клинопироксеном разностях. Он образует единичные хорошо ограненные (рис. 6) кристаллики или, в богатых ильменитом разностях, ксеноморфные зерна. В структурах распада в нем присутствуют ильменит и ульвошпинель.

Ближайшими аналогами этих магнетитов можно считать магнетиты Бушвельда [69]. Их состав (см. табл. 12) отличается повышенными концентрациями Ti, Cr, V, т.е. элементами высоких температур. Для Приморья характерна также их повышенная оловоносность.

#### ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МАГНЕТИТЫ

При гидротермальных изменениях гипербазитов (серпентинизация и актинолитизация), протекающих при повышенных давлениях кислорода, наблюдается выделение части железа из первичных силика-

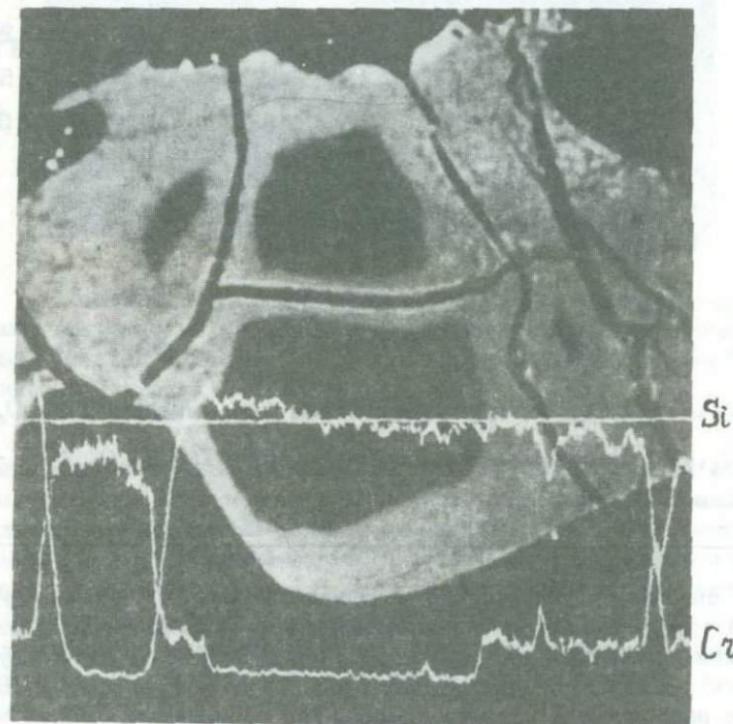


Рис. 7. Замещение хромшипели (темное в ядре зерна) кремнистым хромомагнетитом (светлее). Ув. 300, JXA-5a. Снимок в отраженных электронах. На профилях показано изменение содержаний хрома ( $\text{CrK}_\alpha$ ) и кремния ( $\text{SiK}_\alpha$ )

Таблица 13

Состав хромшпинелей и замещающих их магнетитов из серпентинитов

Элемент	Обр. 2А-4				Обр. 401	
	шпинель		магнетит		магнетит	
	вес. %	ф.е.	вес. %	ф.е.	вес. %	ф.е.
SiO <sub>2</sub>	0,00	-	5,4	0,195	3,42	0,124
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,002	0,24	0,007	0,93	0,026
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	38,5	1,318	1,83	0,078	0,85	0,036
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,2	0,026	27,79	0,750	40,6	1,110
FeO	14,23	0,344	26,23	0,787	27,6	0,834
MnO	0,20	0,005	3,57	0,108	1,77	0,054
MgO	17,5	0,651	5,75	0,308	1,69	0,255
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,36	0,652	27,18	0,770	19,67	0,562
CaO	0,00	-	0,00	-	0,14	0,003
Zn	0, n	-	0, n	-	-	-
Cu	0,01	-	0,01	-	-	-
Ni	0,0 n	-	0,0	-	-	-
Co	0,0 n	-	0,0	-	-	-
Сумма	100,08	-	97,99	-	99,67	-

Примечание. Формулы рассчитаны по минералам  $TiFe_2O_4$ ,  $Fe_2SiO_4$ ,  $(Mg, Fe)Al_2O_4$ ,  $(Mg, Fe)Cr_2O_4$ ,  $MnFe_2O_4$ ,  $Fe_3O_4$ . Ф.е. - формульные единицы.

тов - оливинов и пироксенов и выпадение его в виде магнетита. Кроме того, отмечается перекристаллизация сингенетического магнетита или хромшпинели с коренным изменением их состава. Изучение этих магнетитов приобретает особый интерес, поскольку их состав позволяет, в известной мере, восстановливать рудную нагрузку и геохимическую специфику вызывающих процессы изменения гидротерм. Выделяющийся при этом магнетит представлен тонкой пылевидной вкрапленностью и прожилками и в большинстве случаев сопровождается сульфидами меди, никеля, железа и цинка [33] и

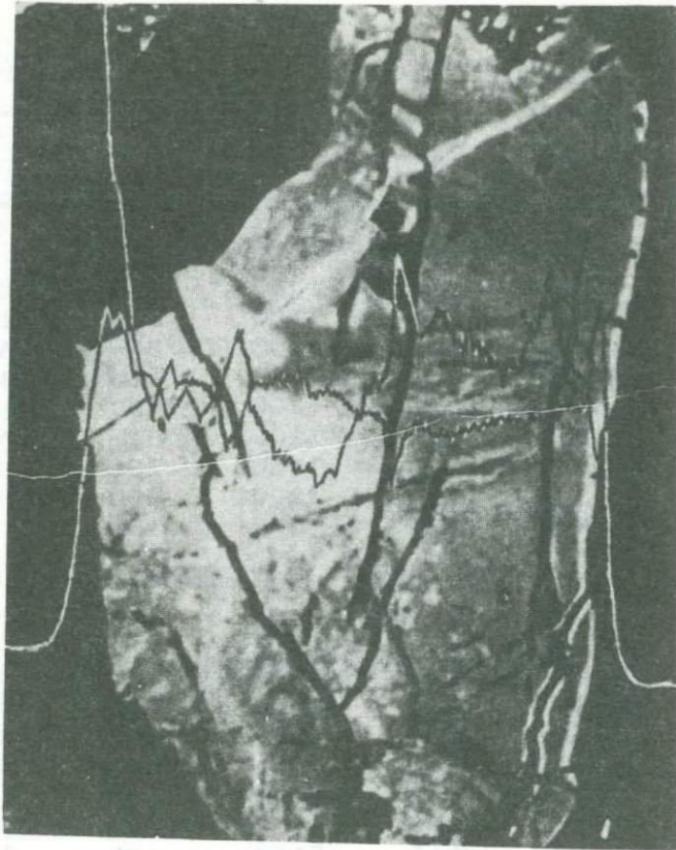


Рис. 8. Замещение кремнистого хромомагнетита (светло-серое) поздним магнетитом (светлое) и характер изменения содержаний железа ( $FeK_{\alpha}$ ) и кремния ( $SiK_{\alpha}$ ). Ув. 300. JXA -5a. Снимок в отраженных электронах

нередко содержит реликты хромовой шпинели. Этот факт не позволяет получить при выделении описанным методом чистую фракцию, в результате чего в состав магнетита попадает часть перечисленных элементов в неизоморфной форме. Тем не менее составы изученных фракций достаточно специфичны и довольно стабильны для различных массивов, что позволяет использовать их для диагностики гипербазитовых комплексов. В гипербазитах базальтоидного ряда в гидротермальном магнетите обычно сохраняются реликты сингенетического, что затушевывает особенности его состава.

Некоторые сведения по магнетитам из серпентинитов Урала приводятся в работе [37], в которой показано с помощью микрозонда, что в состав этих магнетитов входят  $Mg$ ,  $Al$ ,  $Ti$ ,  $Cr$ ,  $Ni$ , распределенные зонально в пределах зерен и прожилков.

Таблица 14

Состав и элементы-примеси гидротермальных магнетитов

Номер образца	TiO <sub>2</sub>	Mn	Cr	V	Ni
Дунит-гарпбургитовая формация (дуниты)					
ШУ-1	0,063	0,08	1300	410	1200
441-8	0,012	0,15	1100	50	2300
5319	0,012	0,13	2300	54	500
5324/62	0,029	0,23	4400	170	660
ШХ-3	0,040	0,34	13000	190	1300
432-3-1	0,015	0,14	1100	52	760
Ш-О	0,030	0,26	11500	200	1200
Ш913а	0,008	0,25	12000	200	1400
X <sub>1</sub>	0,026	0,20	5837	165	1165
Пироксениты и перidotиты					
Ш-57	0,16	0,14	8700	210	160
Габбро-верлитовая формация (дуниты)					
Ш142б	0,083	0,17	8300	290	1000
Ш142в	0,080	0,18	8500	290	1200
Ш1995	0,029	0,09	260	50	800
Ш704г	0,040	0,20	5500	150	240
Ш905а	0,060	0,09	3200	81	870
X <sub>1</sub>	0,058	0,15	5152	172	822
Пироксениты и перidotиты					
Ш713а	0,880	0,47	14500	1500	720
Ш927л	0,790	0,22	6200	260	500
Ш922ж	0,190	0,23	7500	320	520
Ш927н	0,950	0,26	12000	530	910
X <sub>1</sub>	0,703	0,29	10050	652	662
Троктолит-кортландитовая формация (дуниты)					
Ц58д	0,015	0,20	15000	230	1200
Пироксениты и перidotиты					
Ц45а	0,960	0,38	18000	370	1200
Примечание. Обр. ШУ-1 - Баженово, Урал; обр. 441, 432 - Атлантический океан; обр. 5319, 5324 - Индийский океан; обр. ШХ-3, Ш-О, Ш57-о - в Карагинский, Камчатка; обр. Ш704, 713 -					

из гипербазитов

Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
Дунит-гарцбургитовая формация (дуниты)					
180	9	16	150	5	8
200	22	10	120	3	4
440	34	11	320	2	13
240	23	5	360	6	5
170	17	1	220	2	7
81	23	8	150	3	25
190	15	10	3300	6	12
120	19	18	630	14	9
203	20	10	279	5	10
Пироксениты и перидотиты					
46	1	16	79	10	1
Габбро-верлитовая формация (дуниты)					
350	18	40	190	22	9
330	8	40	190	34	9
55	22	18	90	5	95
74	1	10	120	1	6
69	12	21	79	1	260
176	12	26	134	13	8
Пироксениты и перидотиты					
190	28	1	450	8	17
53	15	43	80	1	21
110	22	63	76	3	6
41	18	21	4700	1	81
98	21	32	80	3	31
Троктолит-кортландитовая формация (дуниты)					
100	6	120	470	19	29
Пироксениты и перидотиты					
160	12	100	540	23	13

р. Озерная Камчатка. Остальные – Приморье; обр. Щ142, 199 –  
р. Катэн; обр. Щ905, 927 – с. Глубинное; обр. Ц-58, 45 – р. Глад-  
кая.

Единичные образцы изучались на электронном микрозонде JXA-Ба авторами. Все определения и расчеты выполнены И.М. Романенко и В.М. Чубаровым. В качестве эталонов использовались тщательно химически проанализированные шпинели из ультраосновных включений в базальтах и кимберлитах. Особое внимание было уделено слабо изученному процессу замещения хромшпинели магнетитом при серпентинизации. Характер замещения шпинели магнетитом показан на рис. 7, здесь же приведены графики изменения содержания Cr и Si в шпинели и магнетите. Из рисунка следует, что содержания хрома в шпинели и магнетите практически одинаковы, однако магнетит содержит заметные количества кремния. Количество определения (табл. 13) элементов убедительно свидетельствуют о том, что при серпентинизации хромшпинели перекристаллизовываются с выносом Mg и Al и значительным привносом Fe и Mn при сохранении инертности хрома. На рис. 8 показано, что псевдоморфозы кремнистого хромомагнетита замещаются с краев и по трещинам почти чистым магнетитом, связанным с серпентинизацией. Наличие кремния в структуре магнетита в данном случае трудно объяснимо. Привнос Ti, Mn и Fe, вероятно, указывает на повышенную щелочность (натровость) серпентинизирующих растворов.

Изучено также поведение элементов-примесей в гидротермальных магнетитах. Были отобраны магнетиты (табл. 14) из дунит-гарцбургитовых массивов Урала (Баженово), Атлантического и Индийского океанов [41], о-ва Карагинского (Камчатка), Приморья, а также габбро-верлитовой и троктолит-кортландитовой формаций Приморья и Камчатки. Проанализирован также один гидротермальный магнетит из меймечитов. Как видно из табл. 14, различие в элементах-примесях существенно лишь между аподунитовыми и аполеридотитовыми разностями, последние проявляют "базальтоидный" уклон — богаче Ti, V и одновременно Cr. Аподунитовые магнетиты дунит-гарцбургитовой формации отличаются повышенными концентрациями Ni, Zr и Zn, для аналогов габбро-верлитовой формации характерно снижение содержаний Cr, Ni и Zn, возрастание доли Sn. Даные по троктолит-кортландитовой формации — предварительные и могут отражать региональные особенности. Близок к изученным магнетитам и гидротермальный магнетит из меймечитов Приморья (в%):  $TiO_2$  — 0,25, Cr — 4200, V — 600, Ni — 890, Co — 66, Mn — 810, Zr — 1, Zn < 100, Sn — 1, Pb — 1, Cu — 27. В целом для гидротермальных магнетитов из гипербазитов характерны высокие содержания Cr, "гипербазитовых" халькофилов Ni и Co и пониженная роль "термофильных" Ti, V и Zr.

Как уже отмечалось, повышенные концентрации перечисленных элементов частично обязаны примесям хромита, хромомагнетита и сульфидов.

## СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГНЕТИТОВ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Сравнение усредненных составов магнетитов из различных комплексов гипербазитов (табл. 15–18) показывает существенное их различие, что может быть использовано в диагностических целях. Эти отличия обусловлены двумя причинами – условиями кристаллизации и исходными составами расплавов (растворов). Из термодинамических условий наиболее существенно влияние температуры и щелочности, хотя, в известной мере, они отражают роль окислительного потенциала.

Высокие температуры кристаллизации вызывают одновременное обогащение магнетитов термофильными компонентами – Ti, Cr, V, Zr и Co (в ряду эффузивы – кортландитово-верлитовые интрузивы – гидротермальные магнетиты). Однако повышение щелочности (меймечиты) снижает концентрации V, Zn и Co, в то же время заметно увеличивая роль Mn и Zr.

Для оценки влияния геохимической специализации исходных расплавов (растворов) на состав магнетитов у авторов данных недостаточно. Можно лишь отметить, что сингенетические магнетиты Сихотэ-Алиня беднее уральских по цинку и богаче по олову. Влияние исходного состава пород и растворов отчетливо проявляется при образования гидротермальной минерализации – магнетиты в дунитовых разностях беднее Ti и V и богаче Co, Ni и Zn, чем в перидотитах и пироксенитах. Интересен тот факт, что содержания олова в магнетитах Камчатки на порядок выше, чем в аналогах из оловоносного Приморья.

Различия магнетитов упомянутых комплексов отчетливо проявляются и при изучении корреляционных связей элементов. При этом рассчитывались корреляции как по всем значениям концентраций, так и с исключением ураганных величин, связанных обычно с промесями посторонних фаз. В табл. 15, 16 для примера приведены коэффициенты парной корреляции элементов в магнетитах из кимберлитов и меймечитов для случаев с включением в расчет всех значений содержаний элементов и без аномальных величин. Сравнение данных этих таблиц показывает, что в первом случае (см. табл. 15) выявляются сильные связи Cr с Ni, Sn и Zn, Cu с Pb. При исключении ураганных значений из расчетов (см. табл. 16) эти связи исчезают (Cr–Ni, Sn; Pb–Cu) или становятся обратными по знаку (Cr–Zn), что свидетельствует об их наведенном характере. В дальнейшем будут приводиться лишь корреляционные матрицы с исправленными значениями.

Для эффузивных магнетитов (см. табл. 16) характерны сильные связи Ti–Mn, V–Zr, Zr–Sn, Zn–Cr, Co–Pb. Большинство их отражает отмеченное ранее влияние повышенной щелочности эффузивных магм – возрастание в магнетите доли Zr, Mn и снижение концентраций V, Co, Zn. Антагонизм Zr и Sn, видимо, вызван взаимным изоморфным замещением этих элементов. Близость Zn и Pb в эффузивных магнетитах указывает на присутствие их в виде сульфидных форм.

Таблица 15

Коэффициенты парной корреляции элементов в магнетитах из  
( $K_{kp} = 0,79$ )

Элемент	TiO <sub>2</sub>	MnO	Cr	V	Ni
TiO <sub>2</sub>	1	0,90	0,09	0,28	0,02
MnO		1	-0,21	0,04	-0,24
Cr			1	0,59	0,98
V				1	0,55
Ni					1
Co					
Zr					
Sn					
Zn					
Pb					
Cu					
$\bar{X}$	5,77	0,66	11471	750	881
$\bar{X}_1$	6,00	0,63	3260	883	314
S	2,7	0,17	14253	325	972
$\Delta d$	2,12	0,13	11731	251	811

Таблица 16

Коэффициенты парной корреляции элементов в магнетитах из

Элемент	TiO <sub>2</sub>	MnO	Cr	V	Ni
TiO <sub>2</sub>	1	0,90	0,09	0,28	0,001
MnO		1	-0,21	0,04	-0,03
Cr			1	0,59	-0,45
V				1	-0,61
Ni					1
Co					
Zr					
Sn					
Zn					
Pb					
Cu					
$\bar{X}$	5,77	0,66	11471	750	290
$\bar{X}_1$	6,00	0,63	3260	883	258
S	2,71	0,17	14253	323	82
$\Delta d$	2,12	0,13	11731	251	69

кимберлитов и меймечитов с учетом ураганных значений

Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
-0,41	0,18	-0,06	0,26	-0,00	-0,31
-0,42	0,52	-0,32	-0,02	0,20	-0,19
0,59	-0,66	0,97	0,93	-0,66	-0,24
-0,23	-0,80	0,64	0,63	0,04	0,35
0,64	-0,63	0,98	0,88	-0,65	-0,27
1	-0,03	0,57	0,44	-0,71	-0,39
	1	-0,73	-0,56	0,22	-0,24
		1	0,85	-0,60	-0,15
			1	-0,43	-0,07
				1	0,73
					1
133	200	154	407	18	67
180	171	36	275	20	25
74	105	204	380	13	113
66	94	169	282	11	72

кимберлитов и меймечитов ( $K_{kp} = 0,79$ )

Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
-0,41	0,18	-0,25	0,03	0,00	0,20
-0,42	0,52	0,49	0,16	0,20	0,13
0,59	-0,66	0,21	-0,82	-0,66	0,22
-0,23	-0,80	0,69	-0,19	0,04	0,15
-0,17	0,39	-0,30	0,33	0,09	-0,02
1	-0,03	-0,37	-0,81	-0,71	0,08
	1	-0,85	0,29	0,22	0,02
		1	0,24	0,21	-0,02
			1	0,83	0,14
				1	0,30
					1
133	200	39	176	18	36
180	171	36	187	20	24
74	105	27	68	13	19
66	94	22	51	11	15

Таблица 17

Коэффициенты парной корреляции элементов в магнетитах из гипербази-

Элемент	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	MgO	MnO	Cr	
TiO <sub>2</sub>	1	0,14	-0,06	-0,15	-0,03	0,21	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1	-0,92	0,55	0,15	-0,11	
Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>			1	-0,82	-0,09	-0,06	
MgO				1	-0,05	0,29	
MnO					1	0,20	
Cr						1	
V							
Ni							
Co							
Zr							
Sn							
Zn							
Pb							
X	3,78	2,73	88,6	2,72	0,26	3563	
X <sub>1</sub>	4,12	2,63	88,8	2,79	0,26	3911	
S	1,21	0,76	1,04	0,51	0,057	4404	
Δd	1,01	0,47	0,70	0,36	0,04	2979	

Таблица 18

Коэффициенты парной корреляции элементов в гидротермальных маг-

Элемент	TiO <sub>2</sub>	MnO	Cr	V	Ni
TiO <sub>2</sub>	1	0,71	0,57	0,71	-0,02
Mn		1	0,80	0,64	0,19
Cr			1	0,36	0,40.
V				1	-0,03
Ni					1
Co					
Zr					
Sn					
Zn					
Pb					
Cu					
X	0,19	0,22	9099	342	888
X <sub>1</sub>	0,062	0,20	8739	251	998
S	0,31	0,09	5045	354	410
Δd	0,24	0,08	3682	214	332

тов габбро-верлитовой формации ( $K_{kp} = 0,48$ )

V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
0,40	0,53	0,22	0,62	0,26	-0,26	-0,52	0,29
-0,26	0,21	-0,20	0,06	-0,02	0,07	0,32	0,27
0,50	-0,42	0,16	0,04	-0,25	0,10	-0,31	-0,01
-0,72	0,49	-0,08	0,03	0,47	-0,14	0,26	-0,46
0,24	0,10	-0,01	-0,10	-0,16	0,23	0,22	0,03
-0,15	0,74	0,32	0,24	0,39	-0,13	-0,20	-0,59
1	-0,15	0,20	0,34	-0,46	0,23	-0,30	0,30
	1	0,26	0,19	0,61	-0,40	-0,23	-0,31
		1	0,14	0,25	0,01	0,03	-0,18
			1	-0,03	0,27	-0,35	-0,10
				1	-0,53	-0,14	-0,38
					1	0,34	-0,06
						1	,04
3261	405	298	54	15	376	6	39
3230	403	310	66	14	387	5	38
1127	203	62	34	11	142	3	22
916	180	48	30	9	115	2	19

нетитах из гипербазитов ( $K_{kp} = 0,53$ )

Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
-0,06	-0,20	-0,07	-0,05	0,20	-0,09
-0,09	0,34	0,36	0,20	0,07	-0,30
-0,21	-0,01	0,35	0,28	0,44	-0,30
0,01	0,33	0,02	-0,03	0,06	-0,16
0,15	-0,05	0,28	0,31	0,43	0,01
1	0,57	-0,11	0,04	0,31	-0,27
	1	0,05	0,09	-0,23	-0,06
		1	0,93	-0,18	-0,16
			1	-0,05	-0,12
				1	-0,25
182	15	184	433	10	25
169	16	141	254	8	11
116	9	235	830	10	67
76	7	158	379	8	28

Совершенно иной характер имеют корреляции элементов в интрузивных магнетитах толеитового ряда (см. табл. 17). Помимо очевидных кристаллохимических рядов "макроэлементов" ( $\text{Al}-\text{Fe}, \text{Mg}$ ), отмечаются закономерности в группе микроэлементов. Наиболее существенными среди значимых корреляционных связей представляются  $\text{V}-\text{Fe}, \text{Mg}; \text{Ni}-\text{Ti}, \text{Mg}, \text{Cr}; \text{Zr}-\text{Ti}$ . Корреляции  $\text{V}$  подчеркивают предпочтительность вхождения его в магнетит этой группы в виде составляющей  $\text{FeV}_2\text{O}_4$ , а не  $\text{MgV}_2\text{O}_4$ . Синхронное накопление в магнетите  $\text{Ni}, \text{Mg}$  и  $\text{Cr}$  отражает обычную геохимическую связь этих элементов в гипербазитах. Заслуживают специального изучения связи  $\text{Ni}-\text{Ti}$  и  $\text{Sn}$ . Для магнетитов этой группы гипербазитов характерен изоморфизм  $\text{Ti}$  и  $\text{Zr}$ .

В гидротермальных магнетитах (см. табл. 18) корреляции элементов практически отсутствуют, что объясняется пониженными концентрациями большинства элементов, присутствием посторонних фаз-примесей и реликтов первичного магнетита. В частности, хаотическое распределение  $\text{Ni}$ , взаимосвязь  $\text{Sn}$  и  $\text{Zn}$  являются следствием того, что эти элементы не входят в структуру гидротермальных магнетитов. Единственная существенная для этой группы связь  $\text{Ti}$  с  $\text{Mn}, \text{Cr}$  и  $\text{V}$  характеризует геохимические особенности процесса серпентинизации, установленные с помощью микрозонда — привнос  $\text{Ti}$  и  $\text{Mn}$  и инертность  $\text{Cr}$  при замещении хромита магнетитом.

Таким образом, как по абсолютным содержаниям элементов, так и по их корреляции магнетиты различных генетических групп гипербазитов достаточно индивидуальны. Отличия между ними в основном определяются условиями минералообразования, среди которых превалирует или температура, или щелочность.

## ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ

В отличие от ультраосновных магм базальтоидные расплавы возникают в более разнообразных термодинамических условиях и при широких вариациях состава исходного субстрата. Кристаллизация основных магм протекает обычно на более высоких уровнях земной коры, т.е. при более окислительном режиме. Как следствие этого окислы железа служат обычным спутником этих магм на всех этапах их кристаллизации — от эфузивного до гидротермального. Для базальтоидных магм характерно также образование крупных концентраций железоокисных минералов — руд. Вариации состава магм и термодинамических условий находят отражение и в составе магнетита.

## МАГНЕТИТЫ ЭФУЗИВНЫХ ПОРОД

Магнетит — постоянный аксессорный минерал как в базальтоидах щелочной, так и толеитовой (щелочноземельной) линии. В предлагаемом разделе дана характеристика магнетита из толеитовых магм, поскольку щелочным породам будет посвящен специальный раздел.

Минералогические наблюдения показывают, что количество магнетита в эфузивах находится в прямой зависимости от степени раскристаллизации породы. В стекловатых разностях встречаются лишь микроскопические участки темного до непрозрачного стекла, немагнитные, и служащие, видимо, зародышами кристаллов окислов железа. При раскристаллизации основной массы эфузивов магнетит становится постоянным компонентом как среди фенокристов, так и в основной массе. Выделяется несколько генераций магнетита, причем с помощью микропараллелометра установлено [49, 54, 74], что в более позднем магнетите степень окисления приближается к магнетитовой, а содержание титана самое высокое.

Авторами изучены магнетиты из современных вулканов Камчатки и Курил и из плиоценовых плато-базальтов Приморья (табл. 19). В этих районах породы представлены умеренно железистыми ( $f_{\text{общ}} = 39-49\%$ ) толеитовыми базальтами, содержащими  $49-52\% \text{SiO}_2$ ,  $2,0-2,9\% \text{Na}_2\text{O}$  и  $0,4-0,9\% \text{K}_2\text{O}$ . Наиболее богаты магнетитом (до 12%) субвулканические тела (обр. Щ845 а/2) и внутренние части потоков (обр. Щ914а), где магнетит представлен мелкими (0,05-0,8 мм) хорошо ограненными октаэдрами. Для туфолов (обр. О-1093/2) характерны крупные (1-3 мм) октаэдры и сростки их с пироксенами. В шлаках и пеплах (обр. Щ845г, К65, Р8) магнетит пылеватый. По наблюдениям в полировках магнетит гомогенный, в шлаках и пеплах зерна его иногда включают пластинчатые вrostки магнетита, замещаемого гематитом. В приморских базальтах с магнетитом иногда ассоциируют ильменит, халькопирит и, возможно, пентландит, в камчатских — халькопирит. Как показывают наблюдения, магматические сульфиды широко представлены во всех типах эфузивных пород, на что неоднократно обращал внимание В.А. Вахрушев [8, 9]. Применение микропараллелометра позволило авторам установить в изучаемых породах в сростках с магнетитом  $\text{Co}^+$  и  $\text{Cu}^+$  содержащий (до 2% Co) пентландит, халькопирит, хромовую шпинель. Этот факт затрудняет оценку соотношения изоморфных и примесных форм в магнетите таких элементов, как Ni, Cu, Co, частично Zn, Cr. Тем не менее относительная устойчивость содержаний этих элементов в исследованных магнетитах свидетельствует в пользу преобладания изоморфной компоненты.

Исследованные магнетиты обнаруживают отчетливую региональную специализацию состава. Курило-Камчатские магнетиты беднее Ti, Cr, Ni, Zr, Sn, но богаче Zn, чем их приморские аналоги, однако только по Cr эти различия можно считать значительными. В целом же составы базальтоидной группы магнетитов довольно стабильны и характеризуются всеми чертами, присущими высокотемпературным образованиям. Помимо общезвестных показателей — высокие содержания Ti, Al, Mg, V, об этом же свидетельствуют и обогащенность этого минерала Zr и Zn и высокое отношение  $\text{Co}/\text{Ni}$ .

Для установления генезиса оливин-анортитовых включений в базальтах Камчатки и Курил [10, 42] был привлечен магнетит. Эти

Таблица 19

Состав и элементы-примеси магнетитов из толеитовых ба-

Номер образца	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	MgO	MnO	Cr
О-1093/2	6,45	3,22	85,8	3,28	0,36	180
О-1093/2а	6,45	3,22	85,8	3,28	0,36	110
О-1093/2б	6,45	3,22	85,8	3,28	0,36	250
Щ845а/1	7,20	3,0	86,2	4,2	0,30	110
Щ845а/2	7,20	3,0	86,2	4,2	0,31	180
Щ845а/3	7,20	3,0	86,2	4,2	0,30	210
Щ845а/4	7,20	3,0	86,2	4,2	0,21	110
Щ845г/1	6,83	2,83	85,20	4,14	0,31	690
Щ845г/2	6,83	2,83	85,20	4,14	0,25	1400
К65	7,8	2,6	85,1	4,0	0,59	1400
Р8	11,5	3,4	85,70	3,83	0,22	110
Щ914а	10,84	2,02	82,01	3,65	0,34	7600
Щ143с	12,2	2,2	82,50	3,5	0,48	4400
Щ226с	9,5	2,0	84,30	3,8	0,33	13000
Щ221с	12,2	2,0	84,30	3,8	0,42	13000
Х	7,64	2,74	84,81	3,82	0,34	2850
Х <sub>1</sub>	7,12	2,83	84,91	3,82	0,32	762
Δd	1,91	0,39	0,86	0,29	0,08	3547

Примечание. Обр. О-1093 – вулкан Авача; обр. Щ845 – вулкан Кихнич; обр. К65 – вулкан Камбальный. Все – Камчатка;

своеобразные породы рассматриваются или как отторженцы глубинных слоев Земли, или как продукты кристаллизации вмещающей базальтовой магмы. Помимо Курил и Камчатки, они известны в Японии [63], на Гавайях [78], в Малой Антильской дуге [66, 67].

Во вмещающих базальтах рассматриваемые включения ведут себя как обломки – имеют резкие контакты с эффузивом, расчленяются им на мелкие фрагменты и отдельные кристаллы, которые в ряде случаев реагируют с вмещающей магмой. Структуры их пегматоидные, друзовые с крупными порами. Эти особенности наряду с близостью составов минералов в эффузивах и включениях позволяют считать включения продуктами кристаллизации вмещающей базальтовой магмы в промежуточных очагах и матмоподводящих каналах [42].

Включения сложены обычно оливином ( $Fa = 15-29$ ) и аортитом ( $An_{89-100}$ ), реже к ним присоединяются роговая обманка, ортоклинопироксены и магнетит. Последние три минерала выполняют меж-

## зальтов

V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
3800	56	200	63	3	690	4	330
2200	140	180	60	4	1100	8	550
4700	190	230	120	3	910	3	530
10200	130	240	300	4	1400	17	690
10000	140	290	460	13	760	7	1200
8500	84	190	360	6	1100	2	1100
4400	120	200	83	16	1100	15	170
7500	160	200	55	9	270	6	38
8300	260	330	110	7	460	4	210
9000	230	550	170	29	1500	17	220
4400	120	200	83	16	1100	15	170
3400	870	270	790	22	830	4	50
10000	380	300	130	15	630	11	250
9100	1100	320	140	400	420	6	480
12000	460	230	150	48	520	12	250
7233	296	262	205	16	853	9	416
7850	201	244	128	13	913	8	316
2373	217	65	145	10	299	5	274

обр. Р8 - вулкан Тятя, о-в Кунашир; обр. Ш914 - р. Левая Нарва, обр. Ш143, 226, 221с - р. Единка, Приморье.

зерновые промежутки. Содержание магнетита составляет 5-17%, размер выделений - 3-12 мм. Зерна магнетита гомогенны и лишь изредка несут мелкие округлые включения халькопирита, Co-пентландита и пирротина. В оливине и плагиоклазе встречены единичные октаэдры титанисто-хромовой шпинели.

Составу магнетита из включений (табл. 20) присущи почти все особенности состава базальтовых магнетитов Камчатки. Существенная разница наблюдается в содержании Co, Zn и Co-Ni-отношении, что в значительной степени обусловлено лучшей чистотой выделения магнетитов из включений.

К группе эфузивных магнетитов следует относить и магнетиты субвуликанических разностей - диабазов. Диабазовые комплексы очень разнообразны по генезису и составу. Они могут быть эфузивным членом офиолитовой серии или в виде траппов занимать огромные площади на платформах либо в форме многочисленных роев даек трассировать региональные зоны разломов. Авторами изучены (табл. 21) единичные образцы из трех разновидностей диабазовых

Таблица 20

Состав и элементы-примеси магнетитов из оливин-анортитовых

Номер образца	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	MgO	MnO	Cr	
Щ801е	7,20	4,19	84,56	2,98	0,37	93	
Щ801е/1	7,20	4,19	84,56	2,98	0,37	30	
Щ846з	7,35	3,54	83,01	4,01	0,31	9100	
Щ846з/1	7,35	3,54	83,01	4,01	0,31	9000	
Щ846з/2	7,35	3,54	83,01	4,01	0,31	9600	
5960/5	6,86	5,54	84,04	4,01	0,16	30	
K67г	7,20	4,00	84,59	3,35	0,34	910	
K67г/1	7,20	4,00	84,59	3,35	0,34	600	
K67г/2	7,20	4,00	84,59	3,35	0,34	630	
K67г/3	7,20	4,00	84,59	3,35	0,34	1000	
5845/6	8,68	3,97	83,09	3,97	0,36	720	
5845/1	7,89	3,80	83,13	4,53	0,36	91	
5913/6	4,59	6,54	83,41	4,3	0,25	5000	
5906/1	6,80	3,44	86,45	3,2	0,22	11000	
5948/11	7,19	5,06	80,70	5,38	0,30	4200	
Щ962ж	8,0	-	-	-	0,32	2000	
Щ962ж	5,8	-	-	-	0,30	1900	
Щ963к	5,90	3,00	85,12	4,53	0,25	790	
Щ964а	9,2	-	-	-	0,30	340	
Щ964б	8,0	-	-	-	0,30	360	
Щ964в	8,3	-	-	-	0,23	130	
Щ9642	5,95	3,50	84,07	5,02	0,27	950	
Щ964е	6,90	3,00	84,88	4,90	0,29	110	
$\bar{x}_1$	7,15	3,86	83,82	4,21	0,31	1047	

Примечание. Образцы из вулканов: Камчатка (обр. Щ801е) – Авача; обр. K67г – Камбальный; обр. 5845 – Ильинский; Курилы: обр. Щ846з; 5960, Щ962–964 – вулкан Менделеева; обр. 5948/1 –

комплексов – оливиновых габбро-диабазов (траппов) Станового хребта [19], эффузивных диабазов из верхнепермской барабашской свиты Южного Приморья и сопровождающих их дайковых гранофириевых диабазов [14].

Диабазы Станового хребта имеют наиболее свежий облик и состоят из оливина, орто-клинопироксенов и основного ( $An_{67}$ ) плагиоклаза. Магнетит в них составляет 10–15%. Он представлен здесь расплавшимся твердым раствором ильменита в магнетите. Структура распада имеет решетчатый рисунок, обусловленный выделением обычно в ядрах зерен многочисленных взаимно перекрещивающихся

включений в толеитовых базальтах Камчатки

V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
4500	38	330	63	8	760	4	96
4600	87	270	81	8	600	3	38
7200	330	360	120	18	480	15	43
6600	120	270	84	22	440	8	110
8300	360	450	110	20	470	7	48
5700	83	150	63	6	280	1	30
6200	110	330	75	6	590	22	10
5000	83	390	72	4	420	1	23
4800	120	290	91	6	320	1	13
5500	120	240	76	8	570	4	40
6000	200	400	100	2	440	4	14
3800	80	500	63	3	830	1	40
5500	180	140	55	8	170	1	22
5000	91	140	79	8	200	1	64
5000	120	180	69	7	200	1	18
8500	420	690	110	16	400	1	12
5500	230	360	83	21	530	3	29
6000	100	480	76	11	290	1	6
7500	100	540	91	7	430	1	63
11500	230	760	110	16	250	1	85
8000	76	520	91	8	340	1	100
6000	220	4800	83	7	270	2	5
2900	30	150	60	8	340	2	15
5939	131	368	81	8	408	2	38

Тао-Русыр; обр. 5913/6 – Немо; обр. 5906/1 – Онекотан. Образцы с номером 5000 – из коллекции О.Н. Волынца.

пластиночек ильменита. В породах развиваются гнезда и прожилки пирротина, пентландита и халькопирита.

Породы Приморья в значительной мере альбитизированы, несут реликты основного ( $An_{75-80}$ ) плагиоклаза и крупные пойкилобласты титан-авгита.

В дайковых диабазах наряду с крупными выделениями пироксена и плагиоклаза, слагающими основу структуры породы, присутствуют гранофировые агрегаты кварца и калиевого полевого шпата, выполняющие интерстиции в агрегате плагиоклаза и пироксена. Магнетит в этих диабазах представлен также богатым

Таблица 21

Состав и элементы-примеси магнетитов из диабазов различных

Номер образца	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	MgO	MnO	Cr
Никеленосные диабазы Станивого хребта (р. Могот)						
Ш238а	11,32	1,80	85,0	1,54	0,18	680
Ш238б	11,51	2,20	84,3	1,62	0,20	1350
Х	11,42	2,00	84,65	1,58	0,19	1050
Пермские спилиты-диабазы Приморья (о-ва Большой Пелис)						
Ш918в	9,69	1,03	88,50	0,69	0,31	52
Ш918а	13,8	2,01	82,50	0,87	0,53	60
Х	11,75	1,57	85,5	0,78	0,42	56
Пермские гранофировые диабазы Приморья						
Ц88в	15,0				0,58	140
Ц105	4,25	2,86	91,6	0,55	0,76	44
С25	10,75	0,10	87,43	1,33	0,53	36
Ц19д	15,63	2,92	80,46	0,39	0,88	42
Ц85а	10,5				0,45	30
Е327	5,3				0,41	63
Х	11,20	1,50	83,95	0,86	0,54	59

ильменитом твердым раствором, однако включающим пластинки гематита. Из акцессориев присутствует халькопирит. С перечисленными особенностями этих комплексов согласуются и составы магнетита (см. табл. 21).

### СИНГЕНЕТИЧНЫЕ МАГНЕТИТЫ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

В интрузивных габброидах сингенетичный магнетит характерен лишь для неизмененных пироксеновых разностей. Последующие этапы метаморфизма пород (начиная с высокотемпературной амфиболизации и заканчивая пропилитизацией), протекающие при повышенной щелочности, сопровождаются растворением магнетита с переходом железа в силикаты. В отличие от эффузивов в интрузивных габброидах обычны явления дифференциации, что обусловливает широкие вариации состава и свойств магнетита из различных массивов одного комплекса. Изучено несколько контрастных по составу объектов.

Переходные от эффузивов к интрузиям условия отмечены формированием габбро-диабазовых комплексов. Они состоят обычно из небольших мелкоглубинных массивов, сложенных диабазами, габбро, диоритами. Генетически они автономны и представляют мелкие

V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
<b>Никеленосные диабазы Станового хребта (р. Могот)</b>							
6800	280	190	14	18	1000	54	500
6300	430	120	28	19	1100	5	690
6550	355	155	21	19	1050	5	595
<b>Пермские спилиты-диабазы Приморья (о-ва Большой Пелис)</b>							
2800	63	126	120	23	530	8	240
3200	72	130	460	24	850	8	240
3000	67	128	290	24	715	8	240
<b>Пермские гранофировые диабазы Приморья</b>							
2200	29	21	140	22	1300	23	87
2000	140	42	230	11	1600	8	72
880	21	24	230	21	380	44	45
820	36	11	63	15	490	18	20
2400	26	14	150	30	250	30	56
2500	68	22	210	35	340	67	170
1800	53	22	170	22	720	32	75

инъекции насыщенной толеит-базальтовой магмы. Гипербазиты в этих комплексах практически отсутствуют. Изучено несколько образцов из Кусинского массива (Урал, табл. 22, обр. ШУ-9 - 14) и габброидов Южного Приморья (обр. Р-882с, Р-887 г). Магнетит в рассматриваемых породах слагает сидеронитовую вкрапленность и сопровождается обычно ильменитом и халькопиритом. В зернах магнетита присутствуют пластинки шпинели, гематита и ильменита. Количество последнего невелико (5-7%), что, видимо, указывает на неполный распад твердого раствора.

Состав этой группы магнетитов несколько необычен. Несмотря на высокотемпературный характер минерализации, магнетит беден V, Cr, Zr, равно как и принадлежность его к типично базальтоидным производным не коррелирует с низким уровнем концентраций Ni, Co и высоким - Zn, Cu, Pb.

Генетическими аналогами представителей габбро-диабазового комплекса можно считать массивы габброидов ранней фазы гранитоидных комплексов. Несмотря на многочисленные доказательства родства гранитных и габброидных членов в подобных комплексах, в ряде случаев их минералогическая и геохимическая близость может определяться глубиной переработки габброидов гранитной магмой. В числе изученных образцов (см. табл. 22) были породы габ-

Таблица 22

Состав и элементы-примеси магнетитов из габброидов

Номер образца	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	MgO	MnO	Cr	
1	2	3	4	5	6	7	

## Габбро-диабазовая формация

P-882с	2,6	-	-	-	0,08	340
P-887г	5,1	0,2	-	-	0,21	440
ШУ-9	3,47	-	-	-	0,13	50
ШУ-10	4,0	-	-	-	0,13	280
ШУ-11	6,15	-	-	-	0,32	10
ШУ-12	9,0	-	-	-	0,26	180
ШУ-13	2,76	-	-	-	0,21	120
ШУ-14	5,9	-	-	-	0,22	460
X <sub>1</sub>	4,87	-	-	-	0,18	235

## Габброиды гранитоидных формаций Приморья

593/69	4,6	-	-	-	0,47	1600
366/69	5,4	-	-	-	0,31	830
P-841б	3,55	1,49	93,70	1,19	0,14	1800
P-526	1,7	-	-	-	0,14	66
Ц97б	1,96	0,83	97,1	0,0	0,23	230
Ц-39а	1,45	-	-	-	0,46	500
X <sub>1</sub>	3,22	1,16	95,4	1,19	0,29	837

## Мелкоглубинные габброидные интрузивы Приморья (р. Самарга)

О-1	8,68	2,45	86,10	2,42	0,28	1800
О-2	7,29	2,64	88,03	1,94	0,24	3800
О-3	8,49	3,31	86,5	1,37	0,24	4800
О-4	7,69	2,73	84,94	2,38	0,45	4600
X <sub>1</sub>	8,09	2,68	86,30	2,16	0,25	4200

## Троктолит-кортландитовая формация

Ш-118а	5,02	-	-	-	0,12	830
Ш123а	3,12	-	-	-	0,13	2200
Ш589в	3,79	0,31	94,89	0,50	0,13	380
P-891а	6,17	1,82	90,2	1,54	0,12	2700
P-849а	5,9	-	-	-	0,20	1900
P-849с	2,4	-	-	-	0,34	410
P-849е	4,6	1,13	94,2	0,02	0,18	600
P-848с	5,5	1,74	91,2	0,82	0,25	400

V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
8	9	10	11	12	13	14	15

Габбро-диабазовая формация

3700	140	130	45	4	200	20	210
2400	45	67	42	15	4900	48	170
1300	27	170	19	3	650	21	200
1900	80	65	20	19	650	28	46
2100	30	92	27	8	1400	13	180
3000	190	95	33	4	910	17	95
1400	200	110	19	5	1000	37	360
2400	40	180	25	2	760	12	83
2275	94	114	29	8	1228	24	168

Габброиды гранитоидных формаций Приморья

5300	36	60	95	20	1400	9	210
11000	50	87	85	14	1200	11	41
5100	140	46	63	7	330	18	42
1400	19	17	44	11	500	240	83
4900	56	32	44	17	100	10	14
3000	47	48	35	11	220	23	8
5100	42	48	44	13	625	14	38

Мелкоглубинные габброидные интрузивы Приморья (р. Самарга)

5000	230	290	91	13	870	2	12
5600	310	320	120	10	910	1	140
6000	250	250	100	19	950	3	100
8000	300	300	110	29	1100	1	110
5800	275	295	105	16	930	1	105

Троктолит-кортландитовая формация

2000	52	100	102	12	400	11	25
3100	170	130	60	43	810	4	42
5200	89	50	48	1	580	5	89
10800	120	69	56	2	2700	74	1
12600	250	450	63	5	1300	3	3
2400	76	120	48	5	490	6	9
5800	130	110	98	6	100	4	18
2800	20	11	24	46	1100	91	9

Таблица 22 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
P-317	3,4	-	-	-	0,13	410
Ц-826	4,3	-	-	-	0,36	3000
Ц-53в	7,60	-	-	-	0,34	760
Ц-806	3,75	0,6	94,90	0,6	0,14	6200
Ц-806	3,20	0,6	94,90	0,6	0,15	7200
$\bar{X}_1$	4,3	1,03	93,38	0,68	0,16	1321
Габбро-верлитовая формация Приморья						
P-512а	4,6	-	-	-	0,09	95
P-512б	4,4	-	-	-	0,09	2200
P-612	3,14	-	-	-	0,38	400
P-452	3,40	-	-	-	0,42	500
P-452в	5,0	-	-	-	0,57	850
P-450б	2,04	-	-	-	0,23	62
P-460/1	2,4	-	-	-	0,42	55
P-816а	3,8	-	-	-	0,29	14
P-816б	3,0	-	-	-	0,13	600
P-500а	6,6	-	-	-	0,29	150
$\bar{X}_1$	3,76	-	-	-	0,29	313

Примечание. Обр. P-882, 887 - гора Анна; обр. ШУ-9-14 - Кусинский массив; обр. 593/69, 366/69 - р. Кабанья; обр. P-841 - с. Первомайское; обр. P-526 - р. Комиссаровка; обр. Ц-97 - с. Ново-Георгиевка; обр. Ц-39 - с. Краскино; обр. О-1 - 4 - р. Единка; обр. Ш-118, 123 - с. Ариадное; обр. Ш-

бро-плагиогранитной формации юго-западного Приморья и габбро-гранитных ассоциаций Главного синклиниория Сихотэ-Алиня. В большинстве изученных массивов магнетит образуется в зонах высокотемпературного взаимодействия гранитов с габброидами, однако в отличие от зон монцонитизации, где возрастаает потенциал калия, в описываемых участках процесс приводит к раскислению габброидов. Рудные минералы в подобных зонах представлены исключительно магнетитом, изредка с ним ассоциирует ильменит, халькопирит и сфен. Состав магнетита из габброидов гранитоидных формаций утрачивает свои габброидные признаки (падают содержания Cr, Ni, Co), и лишь высокие концентрации V остаются неизменными. У магнетитов Главного синклиниория отчетливо выражена "полиметаллическая" (Zn) специализация, свойственная магмам и гидротермам этого района.

Своебразие условий кристаллизации заставило выделить в самостоятельную группу магнетиты из габброидов Прибрежной зоны Приморья. Характерной чертой всех магматических образований

8	9	10	11	12	13	14	15
2700	60	62	42	2	290	3	47
3500	230	160	34	12	890	30	13
4300	68	55	42	7	1000	6	15
8200	1000	230	49	17	830	25	7
5000	870	220	91	9	1000	4	11
4243	124	107	51	9	762	9	13

Габбро-верлитовая формация Приморья

3900	140	28	30	5	200	6	20
4000	260	69	63	1	250	83	1200
7500	110	64	69	24	350	24	250
1800	55	20	30	20	320	3	22
2900	60	50	52	6	250	5	28
2500	26	48	33	4	400	3	29
3300	51	57	36	1	330	4	45
9100	120	100	50	15	220	8	140
4300	100	40	46	4	260	6	60
7900	110	60	88	3	140	10	4
4582	88	50	48	10	291	5	24

589, Р-317 - с. Владимиро-Александровское; обр. Р-891 - гора Горбун; обр. Р-848-849 - с. Кленовка; обр. Ц-80, 82 - п-ов Суслова; обр. Ц-53 - р. Нарва; обр. Р-512 - с. Самарка; обр. Р-612, 450-460, 816 - с. Бреевка; обр. Р-500 - с. Чугуевка; обр. ШУ-9 - 14 - Урал; остальные - Приморье.

восточного побережья Приморья, вызванной, видимо, неглубоким залеганием эон магмообразования, является близповерхностный характер их кристаллизации из перегретых расплавов. Быстрая кристаллизация в окислительных (мелкоглубинных) условиях способствовала широкому распространению окислов железа и титана во всех типах пород. Формационная принадлежность известных в этой зоне габброидных интрузивов не ясна ввиду слабой изученности. Наиболее близкими их аналогами служат породы кортландит-троктолитовой и габбро-мэнсонитовой формаций.

В качестве примера изучены магнетиты из мелкого ( $1 \times 3 \text{ км}^2$ ) тела габброидов, расположенного в нижнем течении р. Самарга (коллекция А.В. Олейникова). Тело сложено неоднороднозернистыми оливиновыми габбро-норитами, несущими шлировые обособления габбро-пегматитов, обогащенных магнетитом. Размер гнезд магнетита достигает 7 мм. Состав магнетитов этой группы обнаруживает сходство с составом толеит-базальтовых магнетитов.

Таблица 23

Состав и элементы-примеси магнетитов из основных роговиков

Номер образца	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	Cr
Ш809а	2,96	1,39	62,09	32,03	0,90	0,39	490
Ш305	4,90	1,20	61,25	30,78	1,18	0,32	1200
Ш154а	6,12	7,30	51,94	33,39	0,60	0,31	1600
8003	4,58	2,88	52,68	33,92	2,86	0,36	300
Ш538г	7,9	3,19	70,16	41,0	0,56	0,17	4200
$\Delta d$	1,37	1,64	3,74	0,9	0,59	0,05	1264
$\bar{X}$	5,29	3,19	56,9	32,5	1,31	0,31	1558
$X_1$	5,20	3,03	56,9	32,6	1,15	0,33	1096

Примечание. Обр. Ш809а, 305 – гора Юрчик, Камчатка; обр. Ш154, 8003 – вулканы Авача (Ш154) и Шевелуч (из кол-

К высокотемпературным комплексам относятся также и описанные ранее интрузивы троктолит–кортландитовой формации. В этих интрузивах габброиды зачастую являются дифференциатом и количественно подчинены гипербазитам. Среди них встречаются практически все петрографические разности от плагиоклазовых кортландитов до оливиновых аортозитов. Спецификой пород является постоянное присутствие керсунита и ильменита. Последний минерал иногда встречается в промышленных количествах. Магнетит отмечен только в некоторых массивах, где он тяготеет к краевым и прикровлевым частям тела. В качестве постоянных компонентов пород присутствуют магматические пирротин, пентландит, халькопирит. Зерна магнетита включают ильменитовые и шпинелевые пластинки распада твердого раствора, однако содержание их обычно ниже 10%.

В составе магнетита этой группы находят отражения геохимические особенности пород троктолит–кортландитовой формации – высокие концентрации Cr, Ti, Ni, Co, V, что отличает эти габброиды от аналогов всех других формаций.

Особую группу составляют габброиды, включаемые авторами в габбро–верлитовую формацию. Это обычно небольшие, иногда протяженные трещинные тела, сопровождающие в качестве поздней фазы дунит–верлитовые массивы. Среди пород преобладают клинопироксеновые и амфиболовые габбро. Магнетит в них очень редок. Он беден (см. табл. 22) гипербазитовой составляющей (Cr, Ni, Co) и Mn, что свойственно и ассоциирующим с габброидами верлитовым интрузивам.

Помимо магматических габброидов, магнетит образуется в ближайшем контактовом ореоле габброидных интрузий и в ксенолитах

V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
4300	400	310	29	5	950	20	56
8600	210	500	46	4	1900	40	250
6000	86	320	111	15	510	1	13
5500	360	440	100	3	1600	1	45
4200	130	170	110	4	540	1	22
1264	114	98	33	4	520	14	69
5720	237	348	79	6	1100	13	77
5750	170	357	92	4	1275	6	34

лекции А.В. Колоскова); обр. №538 г - гора Лучка, Становой хребет.

вмещающих пород. Исследовано несколько образцов роговиков основного состава (табл. 23). Магнетит в этих породах слагает до 40% объема и часто сопровождается магнезиально-железистой шпинелью. В пределах его зерен отмечаются лишь единичные пластинки ильменита и густая сетка шпинели. Состав магнетита специфичен и обнаруживает обогащенность всеми элементами-примесями (см. табл. 23), среди которых привлекают внимание высокие концентрации цинка и кобальта.

Наиболее низкотемпературные магнетиты магматического этапа в габброидах формируются в медно-никелевых рудах. Высокие потенциал серы и кислотность среды обусловливают бедность сульфидных руд сингенетичным магнетитом. Появление его спорадически отмечается в местах соприкосновения сульфидного расплава (флюида) с богатыми кислородом породами. Изучение его в этом случае позволяет оценить влияние на его состав таких важнейших параметров, как кислотность - щелочность и давление кислорода. Для этой цели было отобрано несколько образцов из жил медно-никелевых руд, выходящих во вмещающие титан-авгитовые порфиры на руднике Заполярный (Норильск). Рассматриваемые жилы представляют мелкие (5-15 см) апофизы от мощных наиболее ранних рудных тел, залегающих в габбро-долеритах. В пределах массива руды представляют обычную для этого типа комбинацию трех минералов - пирротина, пентландита и халькопирита. В тех случаях, когда жилы переходят во вмещающие субщелочные порфиры, они окружаются тонкой (1-3 мм.) каемкой пирита, а в массе пирротина выделяются хорошо ограненные октаэдры магнетита. Состав (табл. 24) характеризует его как низкотемпературную разновидность и лишь бо-

Таблица 24

Состав и элементы-примеси магнетитов из медно-никелевых

Номер образца	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	Cr
Ш621	1,33	0,47	66,01	31,16	0,05	0,33	20
	1,33	0,47	66,01	31,16	0,05	0,33	20
	1,33	0,47	66,01	31,16	0,05	0,33	20
	1,33	0,47	66,01	31,16	0,05	0,33	20
	1,33	0,47	66,01	31,16	0,05	0,33	20
	1,33	0,47	66,01	31,16	0,05	0,33	20
Δd	0	0	0	0	0	0	0
Х	1,33	0,47	66,01	31,16	0,05	0,33	20
Х <sub>1</sub>	1,33	0,47	66,01	31,16	0,05	0,33	20

Таблица 25

Элементы-примеси магнетита из гидротермально измененных

Номер образца	Ti	Mn	Cr	V	Ni
P-500б	1,4	0,05	76	2300	31
P-512	1,2	0,04	340	4100	53
P-593	1,5	0,27	300	950	420
Ш644в	1,5	0,03	550	3200	150
P-820ж	0,85	0,12	27	2200	29
P-452в	0,89	0,15	250	1400	24
P-239а	0,34	0,04	460	5200	62
Ш644а	0,60	0,05	210	5300	83
P-500	1,4	0,06	91	2300	26
P-820г	1,1	0,07	91	3600	11
P-810б	0,66	0,04	60	1300	24
P-820в	1,4	1,18	140	6600	13
P-241	1,3	0,04	66	4800	230
Х <sub>1</sub>	1,09	0,09	205	3300	36

Примечание. Обр. P-500, 820 - с. Чугуевка; обр. P-512, 810 - с. Самарка; обр. P-593, 452 - с. Бреевка; обр. Ш644а -

руд рудника Заполярный (Норильск)

V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
630	2800	290	60	20	630	6	320
660	2500	180	70	10	320	5	300
220	1300	180	72	8	470	10	220
120	1400	210	68	6	560	4	220
670	1600	220	95	8	600	5	210
700	2300	200	83	13	460	3	260
153	550	28	10	4	90	2	38
550	1983	213	75	41	506	5	255
616	2133	210	73	10	496	5	233

габброидов

Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
63	25	3	190	10	190
47	35	17	180	82	16
110	17	6	180	8	180
32	25	7	95	8	120
28	36	1	300	2	55
24	22	3	140	16	9
32	36	4	140	5	320
55	49	2	150	3	91
57	28	2	270	3	40
30	43	2	220	2	10
15	26	6	110	12	79
55	60	2	430	5	12
43	44	4	130	15	280
40	34	4	195	7	39

с. Владимира-Александровское; обр. Р-239, 241 - б. Анна, Все-Приморье.

гатство исходного расплава (флюида) Ni, Co и Cu насыщает магнетит этими халькофильными элементами. Некоторое возрастание доли Zr, видимо, связано с повышенной щелочностью вмещающего порфирита.

Своеобразные преобразования претерпевает состав магнетита при гидротермальном изменении габброидов, соответствующем по условиям фации зеленых сланцев. Наблюдения под микроскопом показывают, что внешне крупные зерна магнетита остаются неизменными по форме, однако пластинки ильменита в структурах распада в магнетите замещаются или гематитом, или агрегатом лейкоксена. Это находит отчетливое отражение в составе магнетита (табл. 25) — значительно снижаются концентрации Ti и Mn, входящих в состав ильменита. Остальные микроэлементы, остающиеся при распаде твердого раствора в магнетите, слабее реагируют на гидротермальные изменения, о чем свидетельствует незначительное снижение их содержаний.

### СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОСТАВА МАГНЕТИТОВ ИЗ ОСНОВНЫХ ПОРОД

Более широкие вариации химического состава габброидных магм в сравнении с гипербазитовыми приводят к тому, что пределы изоморфных замещений в магнетитах испытывают отклонения от крис-

Таблица 26

Коэффициенты парной корреляции элементов в магнетитах из толенто-

Элемент	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	MgO	Mn	Cr
TiO <sub>2</sub>	1	-0,87	-0,72	-0,10	0,49	0,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1	0,74	-0,12	-0,34	-0,86
Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>			1	0,27	-0,39	-0,56
MgO				1	-0,30	-0,09
Mn					1	0,23
Cr						1
V						
Ni						
Co						
Zr						
Sn						
Zn						
Pb						
Cu	7,64	2,74	84,80	3,81	0,34	2850
X <sub>1</sub>	7,12	2,83	84,91	3,82	0,32	762
S	2,73	0,48	1,17	0,35	1053	4612
Δd	1,91	0,39	0,86	0,29	0,08	3547

таллохимических законов. Это вызвано в первую очередь тем, что изоморфные с железом элементы закономерно распределяются между существующими с магнетитом минералами самого разнообразного состава и структуры. Кроме того, некоторые элементы, имея высокое сродство к летучим компонентам, в процессе дифференциации расплава фракционируют, выделяясь в виде самостоятельных фаз. Эти факторы допускают значительное множество сочетаний, что затрудняет оценку их влияния на состав и свойства магнетита обычными методами. Отметим лишь общие тенденции.

Наиболее определенно поведение титана, содержание которого в основных породах снижается с падением температуры кристаллизации. Синхронно с титаном поведение алюминия и магния. На обогащение магнетита алюминием оказывает влияние щелочность среды — наиболее глиноzemистые магнетиты (см. табл. 20) ассоциируют с аортитом. Активность марганца также в значительной мере определяется щелочностью среды, поэтому в рассматриваемом ряду габброидов его концентрации индифферентны к изменению условий кристаллизации.

Распределение хрома в основных породах контролируется в основном геохимической специализацией магм — кларк его высок в магнетитах более основных (по  $\text{SiO}_2$ ) комплексов, в породах которых появляются минералы хрома (троктолит-карландитовая формация, базальтоиды Приморья). Низкая хромистость магнетитов

вых базальтов ( $K_{kp} = 0,51$ )

	V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
	0,45	0,58	0,25	0,31	0,51	-0,35	-0,08	-0,11
	-0,46	-0,80	-0,36	-0,38	-0,76	0,38	0,01	0,21
	-0,01	-0,63	-0,16	-0,47	-0,38	0,37	0,21	0,36
	0,53	-0,10	0,20	0,17	0,11	0,09	0,30	0,17
	0,29	0,10	0,60	-0,02	0,31	0,071	0,15	-0,14
	0,35	0,86	0,15	0,17	0,86	-0,46	-0,05	-0,23
1	1	0,12	0,37	0,04	0,41	-0,14	0,26	0,28
			0,26	0,36	0,66	-0,39	-0,18	-0,24
			1	0,09	0,38	0,20	0,29	-0,12
				1	0,07	0,13	-0,22	0,26
					1	-0,21	0,29	-0,27
						1	0,55	0,23
							1	-0,23
								1
7233	296	262	204	16	852	9	415	
7850	201	244	128	13	913	8	316	
3133	303	94	200	14	303	5	351	
2373	217	65	145	10	299	5	274	

Таблица 27

Коэффициенты парной корреляции элементов в магнетитах из оливин-  
= 0,53)

Элемент	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	MgO	Mn	Cr	
TiO <sub>2</sub>	1	-0,73	-0,27	0,18	0,51	-0,10	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1	-0,20	0,22	-0,24	-0,22	
Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>			1	-0,90	-0,03	-0,16	
MgO				1	-0,25	0,31	
Mn					1	-0,77	
Cr						1	
V							
Ni							
Co							
Zr							
Sn							
Zn							
Pb							
Cu	7,07	4,16	83,93	3,66	0,32	3466	
X <sub>1</sub>	7,20	4,08	83,8	3,62	0,32	1209	
S	0,91	0,78	1,40	0,76	0,04	4161	
Δd	0,55	0,50	1,10	0,60	0,03	3613	

габбро-верлитовой формации, сравнимая с хромистостью габбро-диабазовых и гранитоидных магнетитов, видимо, указывает на выплавление этих магм из базальтоидного субстрата.

Распределение ванадия в магнетитах толеитового ряда – функция температуры. Исключение из этого правила составляют диабазовые комплексы (см. табл. 21, 22), подвергшиеся интенсивному Na-метасоматозу. Как будет показано при описании щелочных пород, в этом процессе ванадий выносится.

Никель и кобальт обнаруживают тенденцию к понижению концентраций с падением основности пород. В высокотемпературных магнетитах заметно возрастает отношение Co/Ni.

Содержания Zr, Sn, Zn в общем случае возрастают при повышении температур минералообразования, однако абсолютные их значения испытывают региональные колебания. Последняя особенность свойственна и свинцу, и меди, хотя их присутствие в ряде случаев обусловлено примесями сульфидов. В целом магнетиты из эфузивов богаче всеми элементами-примесями (исключая Pb), чем их интрузивные аналоги.

Различие в условиях образования магнетитов отчетливо проявляется при изучении корреляционных связей элементов (табл. 26–28). Титан в габброидных магнетитах коррелирует с Al, Fe, Mg,

V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
0,03	0,09	0,69	0,50	-0,02	0,53	0,20	0,05
-0,23	-0,12	-0,52	-0,59	-0,29	-0,43	-0,31	-0,03
-0,22	-0,40	-0,27	-0,20	-0,25	-0,00	-0,08	0,16
0,09	0,34	0,19	0,99	0,15	-0,12	-0,01	-0,32
-0,2	-0,23	0,56	0,01	-0,28	0,72	0,09	0,35
0,60	0,57	-0,15	0,47	0,76	-0,40	0,19	-0,22
1	0,83	0,16	0,69	0,73	-0,18	0,55	-0,30
	1	0,31	0,79	0,59	-0,15	0,36	-0,35
		1	0,41	0,04	0,70	0,26	0,04
			1	0,53	0,00	0,41	-0,22
				1	-0,04	0,37	0,01
					1	0,28	0,48
						1	-0,07
5580	141	296	80	9	451	5	121
5411	116	298	78	7	481	3	37
1151	92	113	18	6	197	6	249
869	67	91,7	14	4	152	4	146

Mn, Co, Zr, Zn, в магнетитах из базальтов и включений в базальтах исчезает связь Ti-Fe, Mg, а связь с Al меняет знак. В базальтоидных магнетитах появляются значимые корреляции Ti с Ni, Cr и Sn.

Наблюдаемые превращения корреляционных связей получают кристаллохимическое объяснение – в интрузивных условиях изоморфная емкость магнетитов расширяется параллельно для Ti, Mg, Al, в то время как в эфузивах магний может входить, судя по нормативным пересчетам, в виде составляющей  $\text{MgFe}_2\text{O}_4$ . Связи Ti с Ni, Cr, Sn в базальтоидных магнетитах показывают, что при кристаллизации интрузий эти элементы фракционируют и образуют самостоятельные фазы.

Отрицательные корреляции алюминия с Fe в габброидах и положительные – в базальтах лишний раз подчеркивают вхождение Al в форме  $\text{MgAl}_2\text{O}_4$  в габброидах и  $\text{FeAl}_2\text{O}_4$  в базальтах. Различие в связях Al с Co, Sn и Zr отражает отмеченную ранее разницу отношений Ti с Al в интрузивных породах и эфузивных. Для магния характерны сильные положительные связи с Mn, Co, Zr и Zn в габброидах и почти полное отсутствие корреляций этих элементов в базальтах. Когерентность его с ванадием в магнетитах эфузивов допускает возможность в них  $\text{MgV}_2\text{O}_4$ -составляющей.

Таблица 28

Коэффициенты парной корреляции элементов в магнетитах из габбро-

Элемент	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	MgO	MnO	Cr
TiO <sub>2</sub>	1	0,71	-0,97	0,89	0,77	0,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1	-0,81	0,72	0,58	0,11
Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>			1	-0,94	-0,83	-0,31
MgO				1	0,76	0,35
MnO					1	0,32
Cr						1
V						
Ni						
Co						
Zr						
Sn						
Zn						
Pb						
Cu						
X	4,42	1,62	92	0,94	0,21	1451
X <sub>1</sub>	4,44	1,55	93	0,91	0,18	730
S	2,67	0,98	4,52	0,9	0,11	1868
Δd	2,23	0,84	3,95	0,76	0,10	1423

Прямая пропорциональность содержаний Mg и Zr в магнетитах вклюений ( $K_{kp} = 0,99$ ) не находит кристаллохимического объяснения.

Корреляционные связи марганца в магнетитах габброидов и вклюений совпадают и не обнаруживаются в базальтоидных магнетитах.

Хром коррелирует с Ni во всех группах и с V во включениях. Помимо хрома, в высокотемпературных магнетитах никель коррелирует с другими литофильными элементами – Zr, V и Sn. Кобальт проявляет связи с Mn во всех группах и почти со всеми элементами – в габброидных магнетитах. Примерно тот же характер имеют связи циркония с остальными элементами. Корреляции олова в эфузивных и интрузивных магнетитах качественно отличны. В магнетитах габброидов рост концентраций олова и марганца идет синхронно, при этом убывает доля ванадия. Во включениях магнетиту свойственны корреляции олова с Cr, V, Ni, Zr, Ti, что свидетельствует о значительном фракционировании этого элемента при раскристаллизации базальтоидной магмы. Отсутствие взаимосвязи "гранитных" халькофилов Zn, Pb, Cu почти со всеми элементами и корреляции между собой (Pb-Zn) могут расцениваться как загрязненность магнетитов сульфидами Pb, Zn, Cu. В заключение следует отметить, что корреляционные связи элементов в

идов ( $K_{kp} = 0,53$ )

V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
-0,37	0,15	0,69	0,60	0,35	0,54	0,05	0,37
-0,42	-0,00	0,52	0,51	0,28	0,33	-0,07	0,50
0,43	-0,17	-0,71	-0,62	-0,39	-0,55	-0,01	-0,45
-0,24	0,23	0,74	0,57	0,26	0,62	-0,01	0,40
-0,65	0,23	0,66	0,60	0,56	0,28	-0,08	0,46
-0,09	0,72	0,71	0,48	0,08	0,41	-0,18	0,15
1	-0,18	-0,29	-0,35	-0,6	0,23	0,28	-0,49
	1	0,54	0,56	0,10	0,20	-0,3	0,1
		1	0,82	0,10	0,24	-0,47	0,46
			1	-0,12	-0,07	-0,59	0,56
				1	0,15	0,44	-0,01
					1	0,58	-0,04
						1	-0,47
4260	160	124	57	12	8797	24	74
4129	96	96	47	11	875	713	53
2741	222	103	31	13	843	30	82
1802	144	78	27	8	475	21	62

магнетитах включений имеют промежуточный характер между распределением элементов в габброидных и базальтоидных магнетитах. Это показывает, что условия формирования включений носили элементы эфузивного и интрузивного процессов.

### СРЕДНИЕ И КИСЛЫЕ ПОРОДЫ

Магнетит — обычный акцессорный минерал средних пород, но особенно характерен для представителей андезитовых и базальтовых комплексов. Кислые породы содержат магнетит лишь в тех случаях, когда являются членами андезитовой серии. Характерно, что при близком валовом содержании железа магнетитом, как правило, обогащены породы с большей степенью раскристаллизации основной массы.

### МАГНЕТИТЫ ЭФУЗИВНЫХ ПОРОД

Анализ имеющихся материалов показывает, что при рассмотрении геохимических свойств магнетитов эфузивных пород среднего состава следует подразделять их на две группы: андезиты толеитового и андезиты трахиандезитового ряда. Последние рассмотрены в группе щелочных пород.

Таблица 29

Состав и элементы-примеси магнетитов из толентовых андезитов

Номер образца	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	MgO	MnO	Cr
K-66	6,5	2,1	90,4	0,67	0,28	1200
Ш-802-к/1	9,10	0,81	88,70	0,92	0,63	2400
Ш-802к	5,94	0,98	91,2	0,87	0,58	100
Ш800д	10,79	2,09	84,4	2,30	0,41	960
Ш115д	5,99	7,30	85,23	0,60	0,31	1600
ШК-1	6,65	4,42	87,15	1,28	0,91	690
ШК-2	7,46	5,21	84,7	1,63	1,03	690
ШК-3	7,23	6,62	84,3	1,93	0,87	870
Х <sub>1</sub>	6,96	3,55	37,03	1,14	0,64	903

Примечание. Обр. ШК – о-в Кунашир; остальные – вулканы Камчатки:  
обр. K-66 – Камбальный, обр. Ш-802, 800д – Авача, 115д – Кихпиньч.

Таблица 30

Коэффициенты парной корреляции элементов в магнетитах из толеи-

Элемент	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	MgO	MnO	Cr
TiO <sub>2</sub>	1	-0,37	-0,38	0,66	-0,04	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1	-0,71	0,13	0,28	-0,06
Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>			1	-0,69	-0,32	-0,05
MgO				1	0,42	-0,30
MnO					1	-0,32
Cr						1
V						
Ni						
Co						
Zr						
Sn						
Zn						
Pb						
Cu						
Х	7,46	3,69	87,01	1,27	0,63	1064
Х <sub>1</sub>	6,96	3,45	86,44	1,17	0,54	882
Δd	1,24	2,20	2,35	0,51	0,23	502
S	1,68	2,54	2,79	0,62	0,29	691

V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
6900	78	340	79	5	720	36	120
3200	240	170	120	24	890	28	23
4400	130	210	110	20	1200	5	210
6400	70	200	32	7	320	5	110
6000	86	320	111	15	510	1	13
2800	210	210	40	20	520	14	320
4000	250	300	79	14	1100	11	560
2900	260	290	79	110	1000	15	500
4088	164	252	81	19	727	13	195

товых андезитов ( $K_{kp} = 0,71$ )

V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
0,88	0,03	-0,53	-0,40	-0,09	-0,37	0,03	-0,17
-0,14	0,21	0,60	-0,07	0,44	-0,12	-0,40	0,43
0,10	-0,24	-0,18	0,41	-0,35	0,33	0,47	-0,39
-0,17	0,25	-0,23	-0,69	0,37	-0,15	-0,29	0,51
-0,85	0,86	-0,17	-0,19	0,42	0,47	-0,09	0,85
0,05	0,09	-0,08	0,39	-0,08	-0,28	0,43	-0,58
1	-0,88	0,42	-0,09	-0,55	-0,46	-0,01	-0,54
1	-0,15	0,18	0,59	0,60	0,17	0,66	
	1	0,11	0,11	0,06	0,12	0,23	
		1	0,06	0,57	0,11	-0,29	
			1	0,35	0,01	0,51	
				1	0,13	0,50	
					1	-0,11	
						1	
4575	162	255	81	27	782	14	232
3866	155	242	79	17	782	13	190
1394	71	57	24	21	265	9	171
1646	81	64	32	34	315	12	209

Таблица 31

Состав и элементы-примеси магнетитов из эфузивных пород

№ п/п	Номер пробы	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	MgO	MnO	Cr
1	Л-2211	10,28	2,17	77,52	1,25	0,84	600
2	Л-2165	8,3	-	-	-	2,32	250
3	Л-2167	9,8	-	-	-	3,87	1100
4	Л-2166	11,96	3,52	84,10	-	2,68	570
5	Л-2189	7,46	3,45	87,23	0,80	0,07	2800
6	Л-2191	12,4	-	-	-	1,10	900
7	Л-2273	2,59	-	-	-	1,00	850
8	Т-2401	12,20	3,87	64,70	1,09	0,24	63
9	Т-2688	15,27	0,65	78,61	0,26	3,46	30
10	490/72	12,47	0,32	85,80	1,55	0,84	5700
11	Л-1769	7,20	-	-	-	0,69	550
12	570/69	7,49	1,43	89,44	0,72	1,10	100
13	153/72	12,76	0,01	86,04	0,44	0,75	9500
14	229/72	8,41	2,59	87,8	1,14	0,14	30
15	Л-1711	5,00	-	-	-	0,17	500
16	Ш-847а	5,0	-	-	-	1,05	96
17	Р-939	3,90	-	-	-	1,00	20000
18	Р-937	2,04	-	-	-	0,82	54
19	Р-937а	3,8	-	-	-	0,52	390
20	1154с	1,8	-	-	-	0,33	170
21	Ш-8476	5,2	-	-	-	0,66	1100
22	Ш-847в	6,6	-	-	-	0,89	60
23	Ш-847а	13,2	-	-	-	0,46	60

Примечание. 1-2 - биотитовый липарит, падь Широкая, Ка-валеровский район, Приморье; 3-4 - дацит, там же; 5-6 - липарит, там же; 7 - липарит, мыс Бринера, Приморье; 8 - туфолова липарита, р. Рудная, Приморье (коллекция Р.В. Короля); 9 - липарит, д. Довгалевка, Приморье (коллекция Р.В. Короля); 10 - липарит, покров, верховья р. Уссури (коллекция В.А. Баскиной);

Магнетиты андезитов толеитового ряда представлены образцами с Курил и Камчатки. Среди андезитов преобладают шлаки и породы субвуликанических тел (табл. 29, обр. Ш-802к/1, Ш-802к, Ш800д). Петрохимическая особенность этих пород заключается в несколько повышенной, относительно состава андезита по Р. Дэли, глиноземистости и низком содержании калия ( $K_2O < 1\%$ ). Наряду с магнетитом в толеитовых андезитах встречается первичный халькопирит.

## кислого состава

V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
2400	100	46	93	5	10000	4	360
1100	30	37	150	70	10000	23	400
1400	130	63	230	34	4100	8	300
1600	66	46	200	140	1000	41	110
2300	41	29	180	10	510	12	140
2400	140	95	260	88	10000	10	200
1400	120	25	91	120	410	41	95
480	17	11	5900	20	3000	29	66
910	4	7	450	89	1400	55	3
6300	120	32	210	79	1300	15	63
2200	170	69	600	12	1100	23	71
1600	15	19	56	13	1900	57	170
7600	100	15	110	91	3000	46	63
2000	1	14	45	19	360	48	71
1500	830	28	140	250	1100	690	250
1500	12	46	360	55	6300	17	550
1700	44	56	222	50	2100	10	23
590	8	58	300	97	2600	19	7
2300	22	55	440	33	330	20	830
1200	21	19	120	29	1200	23	52
800	11	72	690	40	910	25	8
660	2	48	2000	58	1200	16	2
600	8	63	280	34	630	1	5

11 - липарит, покров, р. Ветродуй, Приморье; 12 - дайт, р. Кабанья (коллекция В.А. Баскиной); 13 - липарит, дайка, Дальне-горск (коллекция В.А. Баскиной); 14 - липарит, покров, р. Кара-ванная (коллекция В.А. Баскиной); 15 - липарит, Раздольнинская зона; 16, 17-19 - липариты ольгинской серии, р. Опричникова; 20-23 - кислые стекла, вулкан Кихпиньч, Камчатка.

По химическому составу и содержанию элементов-примесей магнетиты этой группы пород близки магнетитам толеитовых базальтов. Для магнетитов камчатских и курильских пород свойственны повышенные концентрации алюминия, меди и цинка. Одним из характерных признаков магнетитов этой группы является высокое содержание кобальта и высокое значение отношения  $Co/Ni$ , равное 1,4 (табл. 30).

Обобщенная геохимическая характеристика магнетитов эффузивных пород кислого состава (67-73%  $SiO_2$ ) составлена по данным

Таблица 32

Коэффициенты парной корреляции элементов в магнетитах из

Элемент	TiO <sub>2</sub>	MnO	Cr	V	Ni
TiO <sub>2</sub>	1	0,36	0,40	0,46	0,13
MnO		1	-0,09	-0,1	0,29
Cr			1	0,93	-0,04
V				1	0,02
Ni					1
Co					
Zr					
Sn					
Zn					
Pb					
Cu					
X	6,95	0,95	1143	1189	328
X <sub>1</sub>	5,62	0,84	481	1735	122
S	3,93	0,9	2131	1644	455
Δd	3,27	0,61	1271	986	362

изучения дацитов, липаритов и фельзитов Кавалеровского, Дальне-горского и Чугуевского районов Приморья и кислых стекол некоторых вулканитов Камчатки (табл. 31).

Средний химический состав (в %) магнетитов этой группы, рассчитанный по данным 8 индивидуальных определений, следующий: TiO<sub>2</sub> – 11,35, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 2,07, Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> – 81,48, MgO – 0,82, Mn – 1,13. Средние содержания микроэлементов (в г/т): Cr – 481, V – 1735, Ni – 122, Co – 46, Zr – 236, Sn – 56; Zn – 2992, Pb – 33, Cu – 108 (табл. 32). Приведенные фоновые значения содержания микроэлементов рассчитаны по результатам определения микропримесей в 25 пробах магнетитов эфузивных пород кислого состава.

По сравнению с толеитовыми андезитами магнетиты кислых эфузивов содержат больше Ti, Mn, Sn, Zn, Pb, Zr и меньше Mg, Al, Cr, Ni, Co, V.

Намечаются и вполне определенные региональные различия в распределении микроэлементов в магнетитах пород этой группы. Так, например, магнетиты эфузивов кислого состава Сихотэ-Алиня в отличие от магнетитов кислых эфузивов Камчатки характеризуются повышенным содержанием Ti, Cr, Ni, Zn. Для них более обычны аномальные значения концентраций марганца. Такое сочетание элементов, с одной стороны, термофильных (Ti, Ni, Cr), а с другой – Mn указывает на высокотемпературный характер и щелочные условия кристаллизации магнетитов кислых эфузивных пород Сихотэ-Алиня.

эффузивных пород кислого состава ( $K_{\text{кр}} = 0,38$ )

Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
-0,14	0,27	0,10	0,35	-0,16	-0,14
0,04	-0,14	0,21	0,43	-0,22	0,07
-0,15	-0,16	0,10	-0,07	-0,10	-0,14
-0,09	-0,24	0,09	0,02	-0,07	0,03
-0,00	-0,21	0,35	0,48	0,20	0,28
1	-0,07	-0,03	0,27	-0,09	0,44
	1	-0,16	-0,05	-0,1	-0,13
		1	0,13	0,73	-0,01
			1	-0,15	0,34
				1	0,2
					1
57	533	59	2992	73	156
46	236	56	1546	33	108
87	1184	54	3398	139	200
38	564	39	2597	74	145

В этом отношении наиболее типичны магнетиты из дацитов и липаритов пади Широкой (Араратская вулкано-интрузивная структура), ассоциирующих с трахибазальтами и трахиандезитами, в которых суммарное содержание окиси калия и натрия превышает 5 вес.%. Магнетиты кислых пород этой локальной структуры несомненно интересны специфическим набором примесей, содержащихся в них в повышенных количествах (в г/т): Cr - 600-1100, Ni - 300-1400, Co - 29-95, Zn - 510-10000, Cu - 140-400. Независимо от формы нахождения в минерале столь высокая концентрация перечисленных выше элементов, как правило не характерная для магнетитов кислых лав, указывает на геохимическую специализацию исходных расплавов. Вероятно, в данном случае она обусловлена генетической связью кислых расплавов с щелочными магмами и подтверждается сонахождением пород кислого и щелочно-базальтового состава в пределах единой вулкано-тектонической структуры.

Имеющиеся материалы позволяют наметить латеральный характер изменения геохимических свойств магнетитов кислых эфузивов по профилю Рудная Пристань - Арсеньев, секущему основные структурные зоны Сихотэ-Алиня. В этом отношении наибольший интерес представляет анализ распределения Ni и Co: при незначительном колебании содержания кобальта концентрация никеля варьирует от 1 до 830 г/т. Магнетит липаритов ольгинской серии, широко развитых в Прибрежном антиклиниории, содержит Ni 8-44 г/т; в магнетите липаритов и дацитов пади Широкой (Главный синклиниорий) - 30-130 г/т, наконец, в магнетите калиевых липаритов Даубихинской зоны содержание Ni составляет 830 г/т (см. табл. 31).

## МАГНЕТИТЫ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

В возрастном, структурно-формационном и генетическом отношениях это наиболее обширная группа магнетитсодержащих пород, развитых в определенных структурных зонах (рис. 9). Петрохимические особенности гранитоидов позволяют, в соответствии с общепринятой классификацией Пикока, выделить среди них три основные группы, соответствующие различающимся по щелочности ассоциациям магматических пород: кальциевой, известково-щелочной и щелочно-известковой.

Кальциевая ассоциация представлена породами габбро-плагиогранитного и гранитного комплексов, развитыми в Юго-Западном Приморье (Хасанско-Гродековская зона, Западный Сихотэ-Алинский шов, Южно-Приморская зона). Крупные складчатые массивы хасанско-гродековского габбро-плагиогранитного комплекса сложены роговообманко-биотитовыми кварцевыми диоритами, тоналитами и гранодиоритами ( $\text{SiO}_2$  - 58,60-67,84%,  $\text{Na}_2$  - 2,75-4,53%;  $\text{K}_2\text{O}$  - 1,32-2,72%), среди которых изредка встречаются трондемиты и плагиограниты. Породы часто затронуты процессами калиевого метасоматоза, особенно в зонах смятия, и сопровождаются полями даек аplitовых гранитов и пегматитов [12].

Магнетит содержится (0,3-0,5%) либо в наиболее меланократовых разностях диоритов, либо в породах приконтактовых фаций. Кроме того, он отмечается совместно со сфером в лейкократовых плагиогранитах, образующих мелкие тела и жилы, формирование которых, вероятно, происходило при высоком потенциале натрия, что отразилось на их составе и способствовало входению титана в силикаты. Мелкие, иногда хорошо ограниченные зерна магнетита в породах обычно ассоциируют с роговой обманкой или биотитом и в отдельных случаях содержат одиночные тонкие пластинки ильменита в виде структур распада.

В магнетите этого комплекса отмечаются (табл. 33) повышенные концентрации элементов как кислых ( $\text{Mn}$ ,  $\text{Zr}$ ), так и основных ( $\text{Cr}$ ,  $\text{Ni}$ ) магм, а высокие содержания  $\text{Cr}$  вообще являются, по-видимому, региональной особенностью его состава.

Известково-щелочную серию представляет обширная группа гранитоидных массивов верхнемелового-палеогенового возраста. По составу преобладающих фациальных разновидностей и характерной ассоциации с эфузивными образованиями среди пород этой группы четко выделяется два комплекса: андезит-гранодиоритовый и риодлит-адамеллитовый.

Магнетитсодержащие гранитоиды известково-щелочной серии приурочены к зоне Западного Сихотэ-Алинского шва и Прибрежного разлома.

Развитые вдоль Западного Сихотэ-Алинского шва гранодиориты синегорской серии [27] содержат 0,3-0,5% магнетита в виде мелких, хорошо ограниченных кристаллов или бесформенных масс. Зерна магнетита содержат все минералы, но особенно он характерен для железо-магнезиальных алюмосиликатов - амфибала и биотита; от-

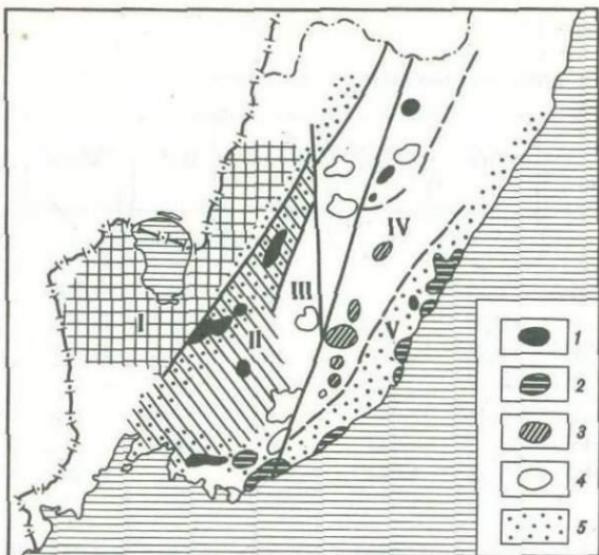


Рис. 9. Схема размещения интрузивов верхнемеловых и палеогеновых магнетитсодержащих гранитоидов Приморья

1 - андезит-гранодиоритовая ассоциация; 2 - риолит-дацит-адамеллитовая; 3 - трахиандезит-монцонитовая; 4 - гранитоидные интрузии, не содержащие магнетита; 5 - зоны развития магнетитсодержащих гранитоидов. Основные структурные элементы: I - Ханкайский массив; II - Даубихинская (Раздольненская) зона; III - Главный антиклиниорий; IV - Главный синклиниорий Сихотэ-Алиня; V - Прибрежный антиклиниорий

дельные мелкие зерна встречаются и в ядрах зональных плагиоклазов, что подчеркивает в основном магматическую природу магнетита.

Прибрежный антиклиниорий – другая зона широкого развития магнетитсодержащих щелочноzemельных гранитоидов – адамеллитов и гранитов ( $67\text{--}74\%$   $\text{SiO}_2$ ). Магнетит присутствует во всех разностях пород – от меланократовых мелкозернистых включений, обычно присутствующих в адамеллитах и гранитах, до жильных гранитов и шлировых пегматитов.

Таким образом, положение щелочноzemельных магнетитсодержащих гранитоидов верхнемелового возраста не просто совпадает с зонами глубинных разломов, а соответствует областям относительного увеличения мощности базальтового слоя и приближению его к земной поверхности. По данным сейсмического зондирования, полученным А.А. Аргентовым и Г.С. Гнибиденко (личное сообщение), именно эти черты наиболее характерны для зоны Западного Сихотэ-Алинского разлома и Прибрежного антиклиниория. На этих участках, кроме уменьшения мощности сиалической коры, отмечается рост скорости прохождения сейсмических волн и значительная неоднородность физических характеристик пород, залегающих выше раздела Конрада,

Таблица 33

Состав и элементы-примеси магнетитов из плагиогранитов

№ п/п	Номер пробы	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	MgO	MnO	Cr
1	Ц-49а	1,1	-	-	-	0,31	1700
2	Ц-10б	1,4	-	-	-	0,39	1400
3	Ц-50а	0,8	-	-	-	0,46	1100
4	Щ-583б	1,8	-	-	-	0,39	600
5	Щ-583б	-	-	-	-	-	-
6	Щ-581и	1,95	-	-	-	1,10	1400
7	Щ-581и	-	-	-	-	-	-
8	Р-885к	3,3	-	-	-	0,20	870

Примечание. 1,3 - р. Фаташи; 2 - п-ов Суслова; 4-7 - р. Алексеевка, Партизанский район; 8 - б. Анна.

что можно рассматривать как свидетельство "базификации" сиалического разреза.

Отдельные массивы магнетитсодержащих пород ( $K_2-Pg$ ) группируются в пределах широтных зон. Пока наиболее четко подобная широтная зональность обнаружена в Южно-Приморской зоне. Вытянутые в широтном направлении Водопадненский (адамеллиты) и Ливадийский (гранодиориты) массивы расположены в створе и подчеркивают наличие глубинной структуры, контролировавшей внедрение этих и палеозойских магнетитсодержащих гранитоидов (см. рис. 9).

Возможно, что в ходе дальнейших исследований будут выявлены и другие широтные зоны, контролировавшие внедрение магнетитсодержащих гранитоидов (например, Бикинская).

В Хасанской зоне комплекс представлен постскладчатыми массивами субшелочных лейкократовых гранитов ( $SiO_2$  - 71,86-74,97%;  $Na_2O$  - 3,76-5,69%;  $K_2O$  - 2,70-4,41%), распространенных преимущественно в вулканогенной структурно-фациальной подзоне. Вероятно, в генетическом отношении этот гранитный комплекс связан с породами ранней кальциевой ассоциации. Повышенная щелочность магм (вплоть до образования роговообманковых граносиенитов) и гипабиссальные условия кристаллизаций пород обусловили более широкое развитие в них магнетита, хотя содержания его также невелики (до 0,5%). Размеры, форма и структура зерен магнетита в гранитах аналогичны магнетитам плагиогранитного комплекса, но в отличие от них они, как правило, несут следы значительных вторичных изменений и по периферии или по трещинкам в кристаллах замещаются поздним гидротермальным магнетитом или гематитом. В составе их преобладают элементы-примеси гранитных магм, а со-

и гранодиоритов габбро-плагиогранитной формации

V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
2900	32	50	42	21	350	12	14
3500	47	83	23	6	830	26	8
4100	29	31	56	He an.	400	He an.	34
960	48	71	14	40	230	17	180
-	-	-	-	63	-	12	-
3800	210	77	55	130	760	40	46
-	-	-	-	180	-	33	-
2500	76	38	63	17	220	17	76

держания элементов базитового ряда постепенно падают, хотя высокая натровость этих пород, возможно, свидетельствует о том, что они служат продуктами дифференциации габбродной магмы.

Щелочно-известковая ассоциация в Приморье представлена цепочкой монцонитоидных интрузивов, приуроченных к осевой части терригенного миогеосинклинального прогиба в Главном синклиниории Сихотэ-Алиня. Это специфичная группа пород, генетически связанная с трахибазальтовым магматизмом, магнетиты ее будут подробно охарактеризованы в группе щелочных пород. Здесь же важно указать на одну специфичную особенность распределения в них магнетита. В отличие от адамеллитов и гранодиоритов, в которых магнетит встречается на всей площади массивов, для монцонитоидов обнаруживается лишь обогащенность им эндоконтактовых участков интрузивов.

#### СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГНЕТИТОВ КИСЛЫХ И СРЕДНИХ ПОРОД

При анализе геохимических особенностей магнетитов интрузивных пород гранитного ряда остановимся на характеристике магнетитов двух основных групп: 1) гранодиоритов, 2) адамеллитов и гранитов. Именно эти породы преимущественно развиты в различных орогенических зонах Дальнего Востока [23, 35]. Названные группы представляют два главных типа вулкано-интрузивных ассоциаций, достаточно полно характеризующих проявление гранитоидного магматизма в краевых вулканогенных поясах на азиатском континенте.

Таблица 34. Состав и элементы-примеси магнетитов из гранодиоритов

№ п/п	Номер пробы	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	MgO	MnO	Cr	V
1	Л-449	-	-	-	-	-	210	840
2	Л-239	-	-	-	-	-	750	1425
3	Л-234	-	-	-	-	-	1100	6000
4	Л-240	3,68	5,14	89,39	1,00	0,25	1100	1500
5	Л-241	1,03	1,11	93,22	0,59	0,23	1800	1600
6	Л-442	-	-	-	-	-	1100	1700
7	Л-448	-	-	-	-	-	600	2800
8	Л-215-1	1,84	1,40	88,21	0,82	0,35	7600	3200
9	Л-208-1	-	-	-	-	-	1100	1800
10	Л-223	-	-	-	-	-	830	2200
11	Л-221	-	-	-	-	-	4300	1400
12	Л-215	1,55	1,79	89,00	0,62	0,31	1270	2400
13	Л-216-1	-	-	-	-	-	69	30
14	Л-220-1	-	-	-	-	-	540	4300
15	Л-717	-	-	-	-	-	1600	2800
16	Л-719	2,29	0,64	92,53	0,73	0,32	2600	5300
17	Л-2018	-	-	-	-	-	4700	6900
18	Л-2016	-	-	-	=	-	4000	4600
19	К-1504	0,81	3,06	94,86	0,06	0,18	2000	4000
20	К-1504-В	0,42	3,18	94,85	0,10	0,14	11000	4900
21	259	0,68	0,94	94,60	0,03	0,18	1200	3400
22	101	0,69	1,61	90,29	0,75	0,19	1700	2600
23	086	-	-	-	-	-	3000	2000
24	С-5064	-	-	-	-	-	2100	4000
25	Л-2342	-	-	-	-	-	170	1700
26	Л-2344	-	-	-	-	-	110	1600
27	Л-2346	-	-	-	-	-	160	1900
28	Л-2347	-	-	-	-	-	150	2000
29	Л-2348	-	-	-	-	-	170	3400
30	Т-2011-1	-	-	-	-	-	130	1500
31	Л-2341	-	-	-	-	-	100	3000
32	Л-2343	-	-	-	-	-	300	2200
33	Т-2008/4	-	-	-	-	-	3400	8700
34	Л-2277	1,29	1,57	94,16	-	0,07	1200	4300
35	Л-2279	-	-	-	-	-	1000	3900
36	Л-2281	0,62	0,95	97,11	0,25	0,04	550	2800
37	Л-2283	-	-	-	-	-	1400	6800
38	Л-2276	-	-	-	-	-	420	3800
39	Л-2278	-	-	-	-	-	640	3200
40	Л-2280	0,53	1,81	95,28	0,07	0,02	230	2000
41	Л-2282	-	-	-	-	-	630	5400
42	Т-2056	-	-	-	-	-	3400	2400
43	Т-2037/1	-	-	-	-	-	3300	6600
44	С-379	-	-	-	-	-	180	2400
45	Н-375	0,94	5,63	90,73	0,09	0,13	1400	6000
46	Н-336	-	-	-	-	-	90	3900
47	Н-339	-	-	-	-	-	57	1900
X		0,62	2,60	93,48	0,24	0,15	1539	4164

Примечание. 1-10 - Синегорский массив, гранодиориты; 11-14 - то же, микродиориты включений; 15-18 - Ливадийский массив, гранодиориты; 19 - Присковый массив, гранодиориты; 20 - то же, микродиориты включений; 21 - Усть-Дальгинский массив, гранодиориты; 22-23 - Нижне-Арминский массив, гранодиориты; 24 - Ловлятинский массив, гранодиориты; 25-33 - Солонцовская вулкано-

Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu	Ti	Mn
33	25	34	3	185	6	5	0,25	610
44	44	100	10	1300	25	8	0,39	970
190	45	120	29	330	1	520	0,55	1100
120	76	300	6	220	6	79	0,56	1100
45	43	120	12	460	14	15	0,46	800
71	100	79	1	550	1	5	1,5	1900
100	69	230	16	180	55	330	0,76	2300
92	110	43	1	320	1	7	1,70	1300
46	50	36	23	600	18	8	2,00	4300
67	25	66	10	83	4	87	0,38	1100
120	52	95	25	380	58	36	1,43	6000
73	48	320	24	306	20	18	0,85	1500
13	14	69	63	140	34	17	0,57	580
130	77	63	25	320	79	540	1,08	2600
7	33	110	33	250	17	33	3,4	3700
98	45	91	29	240	91	23	2,5	3100
290	91	66	32	410	11	250	3,8	2700
190	51	63	42	230	19	130	2,6	2500
530	100	69	7	430	5	27	0,76	2300
330	79	36	22	160	44	19	0,62	2200
57	60	320	5	240	11	5	0,91	2500
110	40	330	12	100	40	34	0,37	1200
33	47	33	6	200	8	21	0,45	570
220	79	110	15	150	12	120	2,5	4600
180	18	130	29	180	87	70	1,41	950
82	16	83	21	120	17	80	1,33	690
140	24	120	26	1100	69	120	1,98	4000
88	19	210	24	320	39	140	2,78	2800
100	22	200	10	500	20	290	2,30	1800
49	25	550	79	950	69	140	2,70	3400
110	27	65	27	260	580	70	1,21	2000
360	18	38	18	140	57	110	1,11	950
11	79	830	32	1900	7	79	9,10	2500
370	32	75	10	180	9	78	0,87	570
95	25	34	11	200	35	41	0,78	320
70	28	29	8	150	35	37	0,68	460
71	36	51	19	63	17	37	1,00	500
120	20	38	6	180	5	41	0,61	570
110	17	33	8	150	13	38	0,62	320
91	16	36	6	140	17	37	0,56	270
300	28	40	28	210	4	150	0,91	500
160	100	360	2	2700	12	2	1,15	1100
130	36	260	7	290	11	78	-	-
36	36		54	9	5	140	0,26	1200
110	83	14	4	150	5	63	1,26	2200
9	32	66	10	140	54	53	0,75	2100
22	28	63	11	110	8	34	2,2	1300
103	50	159	15	153	23	68	1,07	2018

интрузивная структура, гранодиорит-порфиры и включения микродиоритов в них; 34-43 - Бринеровская вулкано-интрузивная структура, гранодиориты и включения в них; 44 - Магаданский массив, гранодиорит; 45 - массив п-ова Лисянского, гранодиориты; 46-47 - Нижне-Ульбейский массив, гранодиориты.

Таблица 35

Коэффициенты парной корреляции элементов в магнетитах из грано-

Элемент	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	MgO	MnO	Cr	
TiO <sub>2</sub>	1	-0,04	-0,72	0,55	0,86	-0,24	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1	-0,05	-0,08	-0,19	0,20	
Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>			1	-0,73	-0,78	0,44	
MgO				1	0,66	-0,25	
MnO					1	-0,06	
Cr						1	
V							
Ni							
Co							
Zr							
Sn							
Zn							
Pb							
Cu							
X	1,75	2,14	92,34	0,42	0,22	3698	
X <sub>1</sub>	1,12	1,69	92,78	0,45	0,21	1731	
S	2,02	1,56	3,87	0,36	0,16	5603	
Δd	1,27	1,21	3,14	0,33	0,11	3930	

В подсчет среднего состава магнетита гранодиоритов и фонового уровня содержания микроэлементов (табл. 34) включены пробы магнетитов следующих интрузивов: Синегорского (Ханкайский массив), Ливадийского (Южно-Приморская зона), Нижне-Арминского (Главный синклиниорий Сихотэ-Алиня), Солонцовского и Бринеровского (Дальнегорский район).

Средний состав магнетита группы гранодиоритов (в %): TiO<sub>2</sub> - 1,1; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 1,7; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 92,8; MgO - 0,4; MnO - 0,2 (табл. 35). По сравнению с магнетитом кислых эфузивов для гранодиоритов обычен железистый магнетит с меньшим содержанием титана, алюминия, магния и марганца.

Расчетный фоновый уровень содержания микроэлементов в магнетите гранодиоритов следующий (среднее из 57 проб) (в г/т): Ti - 1,01 г/т; Mn - 0,18; Cr - 973; V - 2845; Ni - 109; Co - 40; Zr - 61; Sn - 19; Zn - 223; Pb - 28; Cu - 52 (табл. 36).

Магнетиты гранодиоритов из разных массивов, несмотря на их принадлежность к единым структурным элементам, характеризуются рядом специфических геохимических черт. Уровнем концентрации микроэлементов наиболее близки "среднему типу" магнетиты гранодиоритов Синегорского массива, отличаясь от него двукратным увеличением содержания хрома и цинка (см. табл. 34). Для магнетита Яковлевского массива примечательно резкое увеличение

диоритов ( $K_{kp} = 0,53$ )

V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
-0,52	-0,24	-0,26	-0,12	0,64	0,65	0,32	0,35
0,28	0,26	0,52	-0,40	-0,32	-0,24	-0,42	0,53
0,40	0,53	0,07	0,28	-0,42	-0,34	-0,14	-0,18
-0,50	-0,49	0,01	0,06	0,32	0,31	0,28	0,008
-0,42	-0,29	-0,03	0,008	0,68	0,76	0,36	-0,08
0,34	0,79	0,68	0,18	-0,13	0,22	-0,16	-0,31
1	0,42	0,45	0,04	-0,19	-0,47	0,08	-0,04
	1	0,38	-0,20	-0,12	0,003	-0,19	0,17
		1	-0,08	-0,45	-0,001	-0,44	-0,22
			1	0,10	0,35	0,16	-0,21
				1	0,46	0,78	-0,03
					1	0,04	-0,17
						1	-0,13
3179	154	55	48	13	264	25	35
3095	84	53	37	10	238	22	31
1584	146	30	30	11	145	25	24
1264	110	25	23	9	114	20	19

концентрации Cr, Ni, Cu (табл. 37). Магнетиты Кировского интрузива характеризуются, напротив, уменьшением содержания Cr в 6 раз, V в 16 раз и резким увеличением концентрации в них Sn, Zn, Pb. Преобладание закисного железа (49,2%) над окисным (44,1%) в магнетите этих пород, очевидно, указывает на то, что восстановительные условия препятствуют накоплению хрома и ванадия в магнетите, но благоприятно сказываются на вхождение в его структуру халькофильных элементов (Zn, Pb, Sn).

Среди сциерофильных элементов влияние температуры, активности щелочей, режима летучих в большей мере отражается на распределение V и Cr, чем Ni и Co. Последние два — термофильные элементы, распределение которых должно контролироваться главным образом температурой. Поэтому данные о содержании Ni, исключая очевидные аномалии, связанные с наличием в магнетитах собственных минеральных фаз никеля, интересно анализировать с учетом титанистости магнетитов. В этом случае относительно обогащенные никелем оказываются малотитанистые магнетиты гранодиоритов Прибрежного антиклинария — 110–180 г/т Ni при содержании  $TiO_2$  0,5–0,6%. Такие же минералы гранодиоритов Ханкайского массива содержат 62–133 г/т Ni при 1,5–3,6  $TiO_2$  (см. табл. 34).

Относительно повышенная "никеленосность" характерна и для малотитанистых магнетитов гранодиоритов Охотского вулканическо-

Таблица 36

Коэффициенты парной корреляции элементов в магнетитах из

Элемент	Ti	Mn	Cr	V	Ni
TiO <sub>2</sub>	1	0,46	-0,09	-0,09	-0,03
Mn		1	0,07	-0,08	-0,08
Cr			1	0,24	0,76
V				1	0,30
Ni					1
Co					
Zr					
Sn					
Zn					
Pb					
Cu					
$\bar{X}$	1,31	1946	2174	3064	131
$\bar{X}_1$	1,01	1805	973	2845	109
$S_1$	0,95	1479	4117	1758	115
$\Delta d$	0,78	1058	2375	1334	79

го пояса (табл. 38). Более высокое содержание Cr, V, Co служит признаком, отличающим магнетиты этой области от магнетитов гранодиоритов Сихотэ-Алиня (см. табл. 37).

Рассмотренные материалы характеризуют распределение микроэлементов в магнетитах гранодиоритов вулканогенных формаций позднеорогенного этапа развития складчатых областей. В табл. 33 приведены данные о распределении микроэлементов в гранодиоритах и плагиогранитах геосинклинальной габбро-плагиогранитной формации. Для магнетитов этих пород характерно в целом более низкое содержание хрома, олова, меди и свинца, что отличает их от магнетитов гранодиоритов вулканогенных формаций Сихотэ-Алинского и Охотского вулканических поясов.

Данные о составе и распределении микроэлементов в магнетитах адамеллитов и гранитов приведены в табл. 39. Средний состав магнетита пород этой группы такой (в %): TiO<sub>2</sub> - 1,67; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 1,25; Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> - 93,63; MgO - 0,41; MnO - 0,46 (табл. 40, 41). В отличие от магнетитов гранодиоритов минералы этой группы характеризуются более высоким содержанием окислов железа, титана и марганца и уменьшенным - алюминия. На этом общем фоне повышенной титанистостью и марганцовистостью, несомненно, выделяются магнетиты риодазит-адамеллитовой ассоциации Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (Опрчининский, Валентиновский, Водопадненский массивы), что контрастно отличает их от магнетитов аналогичных по составу пород гранодиорит-адамел-

гранодиоритов Дальнего Востока ( $K_{kp} = 0,25$ )

Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
0,04	0,30	0,39	0,11	0,08	0,21
0,05	0,09	0,30	0,14	0,21	0,19
0,57	-0,13	-0,18	0,07	-0,12	-0,15
0,30	-0,23	-0,06	-0,20	-0,08	0,15
0,39	-0,11	-0,11	0,02	-0,05	0,05
1	-0,00	0,23	0,21	-0,18	-0,08
	1	0,42	0,15	0,02	0,15
		1	-0,05	0,18	0,22
			1	-0,00	0,03
				1	0,21
47	90	20	320	39	88
40	61	19	223	28	52
29	91	16	403	78	127
24	60	12	220	33	83

лит-гранитных интрузивов Охотского вулканического пояса. Магнетитам этого региона, напротив, более свойственно повышенное содержание  $Al_2O_3$  и  $MgO$  (табл. 42).

Вместе с тем в группе магнетитов Сихотэ-Алиня имеются существенные отличия, подчеркивающие индивидуальные особенности образования магнетитов каждого из интрузивов. Повышенное содержание титана и марганца указывает на повышенную температуру и щелочность образования магнетита в каменских гранитах. В этом отношении они близки магнетиту гранит-порфиров Арааратского интрузива (р. Третий ключ, Дальнегорский район), рассматриваемых как интрузивные аналоги липаритов приморской эфузивной серии. Магнетиты аадамеллитов Балентиновского массива характеризуются высоким содержанием  $Ti$  и низким —  $Mn$  (см. табл. 39), что указывает на пониженнную активность щелочей в расплавах.

Средние данные об уровне концентрации микроэлементов в магнетитах аадамеллитов и гранитов Дальнего Востока, вычисленные на основе 72 индивидуальных определений, характеризуются следующими значениями (в г/т):  $TiO_2$  —  $1,66 \pm 0,37$ ;  $MnO$  —  $0,49 \pm 0,13$ ;  $Cr$  —  $154 \pm 42$ ;  $V$  —  $1389 \pm 241$ ;  $Ni$  —  $20 \pm 5$ ;  $Co$  —  $33 \pm 5$ ;  $Zr$  —  $162 \pm 165$ ;  $Sn$  —  $27 \pm 8$ ;  $Zn$  —  $479 \pm 123$ ;  $Pb$  —  $29 \pm 7$ ;  $Cu$  —  $22 \pm 15$  (см. табл. 41).

Физико-химическими условиями кристаллизации — температурой, активностью щелочей и их общей концентрацией в расплавах, типом щелочности — определяются различия уровней накопления микроэле-

Таблица 37

Состав и элементы-примеси магнетитов гранодиоритов андезит-

№ п/п	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	MnO	Cr
1	29,80	66,05	1,53	1,50	0,19*	0,31	1800
2	29,15	66,30	1,66	1,92	0,17	0,33	620
3	-	-	-	-	-	-	3400
4	49,20	44,12	3,62	1,62	0,24	0,57	155
5	37,50	57,21	2,37	0,64	0,28	0,32	3250
6	-	-	-	-	-	-	960
7	27,75	66,85	0,68	0,94	0,03	0,18	2000
8	25,53	64,76	0,69	1,61	0,75	0,19	1900
9	-	-	-	-	-	-	166
10	28,77	68,34	0,62	0,95	0,25	0,04	910
11	28,28	67,00	0,53	1,81	0,07	0,02	430
12	-	92,78	1,02	1,69	0,45	0,18	973
13	-	-	-	-	-	-	773

Примечание. Ханкайский массив, синегорская серия: 1 - Синегорский массив, гранодиориты; 2 - то же, микродиориты включений; 3 - Яковлевский массив, гранодиориты; 4 - Кировский массив, диориты, гранодиориты; Южно-Приморская зона; 5 - Пиданский массив, гранодиориты. Даубихинская зона; 6 - Ильмаковский массив, гранодиориты. Главный антиклиниорий: 7 - Усть-Дальяненский массив, гранодиориты. Главный синклиниорий: 8 - Нижне-Арминский, грано-

Таблица 38

Средний состав и элементы-примеси из магнетитов гранитов

№ п/п	Число проб	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	MgO	MnO	Cr
1	3	0,62	2,60	93,42	0,24	0,15	2740
2	8	0,41	2,61	95,47	0,30	0,31	90
3	8	1,35	1,90	94,62	0,70	0,48	153
4	3	2,50	1,20	95,53	0,36	0,55	287

Примечание. 1 - гранодиориты, 2 - аадамеллиты, 3 - граниты, 4 - аадамеллиты Вилиганского массива (Балыгычано-Сугойская структура).

гранодиоритовой ассоциации Сихотэ-Алиня

V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
2100	69	58	175	10	480	11	34
2180	62	39	300	30	226	51	23
2450	780	53	59	32	155	26	2950
160	133	30	66	104	940	73	165
4850	165	45	100	35	295	34	160
3000	800	50	100	9	400	20	70
2000	38	54	260	7	290	11	18
2300	97	43	180	9	150	24	28
2070	145	20	107	24	350	67	95
3700	180	30	49	10	180	36	52
3000	110	37	36	7	160	12	39
2845	109	39	137	19	223	27	81
1643	55	27	35	12,9	226	16	9

диориты. Прибрежный антиклиниорий: 9 - Солонцовская вулкано-интрузивная структура, гранодиорит-порфиры; 10 - Бринеровская вулкано-интрузивная структура, гранодиориты; 11 - то же, микродиориты - включения в гранодиоритах; 12 - среднее для гранодиоритов (данные авторов); 13 - среднее для гранодиоритов.

Состав магнетитов дается по данным химического анализа, выполненного Е.А. Лаговской и С.П. Славкиной.

тоидов Охотского вулканического пояса

V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
4160	100	50	159	15	150	23	68
2325	21	40	265	82	121	20	106
1344	88	43	702	304	140	49	171
1393	153	35	67	185	32	44	213

Таблица 39

Состав и элементы-примеси магнетитов адамеллитов и гра-

№ п/п	Номер пробы	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	MgO	MnO	Cr
1	Л-392	2,3	-	-	-	0,1	450
2	Л-394	0,5	-	-	-	0,66	310
3	Л-396	0,89	-	-	-	0,39	130
4	Л-400	1,10	-	-	-	0,46	480
5	Л-401	1,95	-	-	-	0,63	260
6	Л-403	1,95	-	-	-	0,90	270
7	Л-406	1,80	-	-	-	0,58	250
8	Л-412	4,54	2,96	90,60	0,50	0,57	130
9	Л-2399	2,20	-	-	-	0,22	110
10	Л-2400	2,30	-	-	-	0,31	110
11	Л-2373	2,72	-	-	-	0,48	2500
12	Л-2378	0,71	-	-	-	0,14	100
13	Л-2379	1,00	-	-	-	0,38	150
14	Л-1147	7,09	1,73	80,94	0,86	1,85	55
15	Л-1150	8,31	4,41	66,51	1,35	3,78	23
16	Р-937	3,55	0,50	94,4	0,77	0,78	65
17	АК-1	2,00	-	-	-	0,27	200
18	АК-6	5,60	-	-	-	1,30	150
19	АК-5	1,90	-	-	-	0,54	75
20	Л-849	3,28	1,45	91,74	0,32	0,60	200
21	Л-849ш	4,55	1,55	91,34	0,32	0,60	190
22	Л-824	0,97	-	-	-	0,16	2200
23	Л-834	1,58	0,87	93,89	0,37	0,21	95
24	Л-827	1,42	-	-	-	0,22	180
25	Л-837	0,57	-	-	-	0,21	100
26	Л-927	1,83	1,36	92,49	0,33	0,48	280
27	Л-930	4,50	-	-	-	0,45	340
28	Л-926	1,40	-	-	-	0,35	320
29	Л-952	2,50	-	-	-	0,87	310
30	Л-950	1,00	1,57	93,00	0,51	0,28	5
31	Л-951	1,50	-	-	-	0,37	190
32	Л-933	1,30	-	-	-	0,79	760
33	Л-934	1,60	-	-	-	0,51	4300
34	Л-936	1,12	1,53	92,39	0,87	0,37	1200
35	Л-914	2,00	-	-	-	0,99	11
36	Л-374	0,42	-	-	-	0,66	100
37	Н-376	0,26	-	-	-	0,16	100
38	С-116а	1,68	2,15	94,67	0,83	0,34	-
39	С-40	0,28	3,00	96,60	0,00	0,14	140

нитов Дальнего Востока

V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
1350	16	23	84	250	380	6	21
1100	18	15	28	115	280	18	7
930	19	13	89	120	220	78	85
1300	22	39	160	150	300	4	44
1350	10	24	24	310	705	16	21
1350	10	24	24	310	705	16	21
930	32	18	110	250	230	85	23
1500	83	30	72	140	240	34	1700
790	28	22	200	250	830	13	250
1100	35	22	340	48	710	50	250
480	3900	57	93	110	950	23	250
170	93	17	62	100	410	40	80
510	240	28	120	280	1300	93	170
2400	2	21	2100	18	1500	55	10
1100	5	17	1900	19	420	40	49
1600	17	38	77	11	850	28	11
2400	8	40	910	56	170	33	3
2400	8	38	910	76	690	7	6
2000	13	25	220	50	180	37	9
1100	85	26	32	62	280	15	80
980	83	32	37	82	380	15	70
3400	1800	38	44	69	220	120	480
1900	50	35	50	29	230	13	63
2800	240	40	55	57	270	52	4800
820	25	22	280	8	350	94	51
6500	44	66	1200	18	460	11	120
3400	52	130	240	3	500	6	120
4200	41	53	170	76	220	44	110
2700	26	110	4200	5	580	6	7
1600	10	46	63	7	220	17	4
1900	59	78	240	1	400	1	8
1200	130	72	140	40	72	48	110
1800	100	113	140	29	400	81	110
2000	150	68	180	21	330	30	220
340	1	14	150	53	1300	30	110
2900	16	19	48	7	290	-	79
4000	22	66	230	140	11	28	76
1300	13	14	2	480	49	87	140
1700	50	46	1000	5	150	31	240

Таблица 39 (продолжение)

№ п/п	Номер пробы	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	MgO	MnO	Cr
40	H-276	0,04	-	-	-	0,32	90
41	H-255	0,25	-	-	-	0,12	-
42	C-55	0,31	1,78	96,08	-	0,06	190
43	H-272	0,00	3,53	95,53	0,07	0,04	110
44	C-54	0,36	2,26	96,50	0,20	0,08	170
45	H-253	0,41	-	-	-	0,38	Сл.
46	H-248	0,26	-	-	-	1,70	260
47	C-405	4,19	1,29	92,56	1,08	0,55	400
48	C-113а	0,1	1,52	96,82	0,86	0,35	-
49	C-114а	0,35	1,61	96,77	0,90	0,24	-
50	C-108	2,86	2,10	93,44	0,80	0,42	60
51	C-118	1,93	2,61	92,55	0,34	0,15	30
52	Л-2508	1,74	1,31	95,96	0,50	0,49	260
53	Л-2511	3,15	1,14	95,11	0,23	0,37	200
54	B-469	2,30	-	-	-	0,21	2300
55	B-473	1,52	-	-	-	0,28	2000
56	B-473/1	0,91	-	-	-	0,39	3200
57	B-487	1,66	-	-	-	0,13	1400
58	B-493	0,83	-	-	-	0,04	1600
59	B-470	2,20	-	-	-	0,39	1900
60	B-444	2,70	-	-	-	0,33	3000
61	122	5,06	0,94	93,54	0,29	0,57	42
62	121	5,25	1,15	93,20	0,28	0,55	34
63	Ц-106/1	0,4	0,92	98,5	0,02	0,09	79
64	Ц-106/3	0,89	1,14	97,47	0,02	0,25	79
65	Ц-106/4	1,48	1,14	96,4	0,22	0,32	79
66	Ц-108/1	0,71	-	-	-	0,13	30
67	Ц-920-1	1,27	0,10	97,41	0,55	0,21	79
68	Ш-920-2	1,7	0,10	97,5	0,48	0,22	65
69	Ш-936а	1,9	-	-	-	0,29	3600
70	Ш-936и	0,6	-	-	-	0,34	720
71	Ц-68в	0,20	-	-	-	0,26	5700
72	H-310	1,74	-	-	-	0,52	52
73	H-310	1,58	-	-	-	0,53	42
74	Ц-68	0,67	-	-	-	0,19	120
75	Ц-50	3,8	-	-	-	0,34	810
76	Шх-11	0,67	0,81	97,56	0,56	0,01	42
77	Шх-11	0,67	0,81	97,56	0,56	0,04	45

Примечание. 1-8 - Водопадненский массив, адамеллиты;  
 9-10 - Беневской массив, гранит-аплиты эндоконтакта; 11-13 -  
 Лазовский район, гранит-порфиры; 14-16 - Опричниковский массив,

V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
1800	8	29	250	8	-	-	110
2300	5	30	36	7	110	-	34
3100	37	76	300	8	120	9	30
1500	21	38	260	2	140	3	140
1800	130	66	910	100	230	44	230
2200	22	56	220	12	600	50	87
400	260	32	3600	430	82	15	340
3500	210	60	200	340	58	93	320
460	37	76	140	220	18	56	160
580	19	30	2	260	10	63	140
1200	Сл.	12	170	870	58	63	60
610	26	13	380	300	69	10	29
630	150	25		76	26	28	170
950	100	19		140	12	10	150
5700	200	92	800	10	290	21	480
3400	16	48	100	24	200	15	110
6200	130	62	110	-	250	-	150
2400	140	61	500	16	250	22	290
2600	130	87	54	34	160	91	730
1100	85	97	380	63	1100	76	280
1100	260	200	790	-	1900	-	3200
390	17	29	380	76	2200	63	24
460	16	24	400	110	3200	40	16
1100	17	25	100	10	87	39	3
1200	22	29	50	12	280	3	3
1300	19	28	50	12	260	12	3
720	13	23	280	12	170	18	3
790	13	44	420	2	350	6	7
950	11	45	340	1	350	6	4
630	13	36	1700	250	600	87	79
630	15	79	200	220	950	16	15
3600	9	25	26	4	670	6	34
180	5	9	2100	Не ан.	1000	Не ан.	10
180	8	8	51	250	1200	15	12
2400	21	31	87	7	330	130	25
4400	16	33	46	69	390	95	63
300	81	83	11	33	1100	40	230
260	70	34	30	15	510	7	59

граниты; 17-19 - Валентиновский массив, граниты; 20 - то же, адамеллит; 21 - то же, биотит-роговообманковый шлир в адамеллите; 22-25 - то же, включения микродиоритов в адамеллита;

Окончание примечания.

26–29 – Владимирский массив, адамеллиты; 30–34 – то же, биотитовые граниты; 35 – то же, пегматит; 36–37 – массив п-ова Лисянского, адамеллиты; 38 – Ульбериканский массив, адамеллиты; 39–43 – Нижне-Инский массив, адамеллиты; 44–46 – то же, гранит; 47 – Велиганская массив, адамеллит; 48–51 – Ульбериканский массив, граниты; 52–53 – Велиганская массив, адамеллиты; 54–56 – Ситухинский массив, адамеллиты; 57–58 – то же, гранит; 59 – то же, аплиты; 60 – то же, гранит-порфир; 61–62 – массив кл. Начального, граниты; 63–65 – массив б. Евстафия, граниты; 66 – Тернейский массив, граниты; 67–68 – массив о-ва Фуругельма, граниты; 69–70 – р. Вахумбэ, граниты; 71–75 – р. Танговая, граниты; 76–77 – гора Турку, Финляндия, граниты.

---

ментов в магнетитах пород близкого состава и из массивов одной структурной зоны. Яркий тому пример – интрузивы Прибрежной антиклинальной зоны, магнетиты которых порой значительно отличают один массив от другого, что прекрасно иллюстрируют приводимые в табл. 43 материалы.

Магнетиты главных фациальных разновидностей пород, слагающих массивы этой зоны, наряду с общими чертами – низким содержа-

Таблица 40

Коэффициенты парной корреляции элементов в магнетитах из адамел-

Элемент	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	MgO	MnO	Cr
TiO <sub>2</sub>	1	0,29	-0,28	0,53	0,82	-0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1	-0,85	0,15	0,53	0,12
Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>			1	-0,10	-0,50	-0,06
MgO				1	0,71	-0,26
MnO					1	-0,21
Cr						1
V						
Ni						
Co						
Zr						
Sn						
Zn						
Pb						
Cu						
X̄	2,56	1,47	90,47	0,47	0,58	90
X̄ <sub>1</sub>	1,67	1,25	93,63	0,41	0,46	86
S	2,30	1,08	10,08	0,33	0,80	61
Δd	1,92	0,77	6,99	0,25	0,43	44

нием хрома и относительно высоким — ванадия, никеля, кобальта, циркония и цинка — имеют некоторые особенности. Так, магнетиты адамеллитов Владимирского массива характеризуются более высокой концентрацией ванадия, хрома, кобальта, цинка и особенно циркония, чем минералы аналогичных по составу пород Валентиновского массива. Близость содержания титана и марганца в магнетитах этих пород не позволяет объяснить геохимические отличия магнетитов неодинаковой температурой или различной щелочностью исходных расплавов. Можно предположить, что решающую роль в определении геохимических различий магнетитов играл режим летучих компонентов. Это хорошо иллюстрируется на примере магнетитов из жильных гранитов Владимирского массива: магнетит гранитов висячего бока концентрирует Cr, V, Zn, Pb в значительно больших количествах, нежели магнетит лежачего бока, обогащенный Ni и Co (см. табл. 43, № 6, 7). Рассмотренный пример показывает, что накопление элементов первой группы может являться результатом их эманационной миграции, тогда как для никеля и кобальта предпочтительнее раннее фракционирование из кислых расплавов.

Геохимически своеобразны магнетиты каменских гранитов, содержащие в повышенном количестве титан, марганец, цирконий и цинк, но обедненные хромом, никелем, свинцом и оловом. Очевидно, при относительно высокой температуре образования магнетита, показателем чего служит их титанистость, повышенная щелочность рас-

ливов и гранитов ( $K_{kp} = 0,42$ )

V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
-0,02	-0,12	-0,55	0,27	0,42	0,34	0,57	0,01
0,09	0,04	-0,21	-0,08	0,16	-0,20	0,17	0,52
-0,13	0,09	0,20	-0,12	0,14	0,06	-0,17	-0,24
-0,03	-0,26	0,07	0,02	-0,03	0,54	0,31	-0,05
0,06	-0,20	-0,42	0,11	0,03	0,31	0,41	-0,01
0,67	0,37	0,29	-0,23	0,11	-0,19	-0,29	0,59
1	-0,03	0,27	-0,11	-0,21	-0,08	-0,16	0,29
	1	0,17	-0,51	0,43	-0,06	-0,17	0,49
		1	-0,16	-0,20	-0,18	-0,13	0,06
			1	0,03	-0,13	0,19	-0,20
				1	-0,11	0,37	0,47
					1	0,37	-0,20
						1	-0,17
							1
1423	33	39	143	33	439	25	44
1370	22	37	98	19	339	22	32
1246	28	16	131	38	339	17	49
702	24	12	108	30	241	14	39

Таблица 41

Коэффициенты парной корреляции элементов в магнетитах из

Элемент	TiO <sub>2</sub>	MnO	Cr	V	Ni
TiO <sub>2</sub>	1	0,69	-0,12	0,03	-0,09
MnO		1	-0,12	-0,06	-0,27
Cr			1	0,39	-0,01
V				1	-0,12
Ni					1
Co					
Zr					
Sn					
Zn					
Pb					
Cu					
X	1,95	0,55	191	1541	28
X <sub>1</sub>	1,66	0,49	154	1389	20
S	1,58	0,57	182	1038	24
Δd	1,11	0,31	136	818	18

плавов способствует "садке" циркония и цинка в магнетите, но препятствует рассеиванию Cr, Ni, Pb и Sn в его структуре.

Данные об изменении содержания микропримесей в магнетитах пород контрастного состава, представляющих единый дифференциальный ряд, могут быть получены при анализе охотских материалов. Последние представляют магнетиты серии пород диорит-гранодиорит-адамеллит-гранит (см. табл. 42). В процессе дифференциации в магнетитах происходит последовательное уменьшение концентраций хрома, ванадия и увеличение — циркония, олова, свинца и меди. Содержание кобальта, по усредненным данным, в магнетитах данной серии пород остается стабильным, что позволяет рассматривать его в качестве элемента-индикатора при определении комагматичности пород. Отмечаемый относительный рост содержания Mg, Mn, Ti, Cr, Cu, очевидно, обусловлен уменьшением количества железомагнезиальных минералов, способных концентрировать эти элементы, что ведет к их накоплению в магнетите. При этом нельзя совершенно исключать и возможность частичного накопления термофильных элементов в позднем "гидротермальном" магнетите. Наличие подобных аномалий — косвенное свидетельство возможного остаточного накопления некоторых сидерофильных и халькофильных элементов при кристаллизации кислых расплавов, генетически связанных с магмами андезитового (гранодиоритового) состава.

адамеллитов и гранитов ( $K_{kp} = 0,25$ )

Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
0,08	0,12	0,10	0,40	-0,01	-0,04
-0,16	0,27	0,01	0,17	0,01	-0,06
0,32	-0,15	-0,02	-0,21	0,02	0,11
0,29	-0,07	0,01	-0,30	0,08	0,15
0,35	-0,18	0,23	-0,18	-0,05	0,27
1	-0,03	-0,14	-0,19	-0,11	0,16
	1	0,12	0,12	0,00	-0,11
		1	0,13	0,16	0,27
			1	0,06	-0,15
				1	0,14
					1
39	286	37	583	36	35
33	162	27	479	29	22
24	713	35	530	32	64
17	262	29	360	25	31

В качестве примера региональных геохимических отличий можно сослаться на сопоставимые данные по магнетитам адамеллитов Охотского пояса и Балыгъчано-Сугойской структуры. Во втором случае магнетиты (Вилиганский массив) характеризуются высоким содержанием никеля, олова, меди и низким — циркония и цинка, что отличает их от адамеллитов Охотского пояса.

Полученные материалы дают лишь предварительную генетическую информацию. Высокая "никеленосность" магнетитов адамеллитов Вилиганского массива, очевидно, указывает на связь исходных для них расплавов с основными магмами, а низкое содержание циркона — на низкошелочной их характер, обусловивший незначительное накопление этого элемента.

Столь же низкое содержание Zr отмечается лишь для магнетитов Водопадненского массива Южно-Приморской зоны Сихотэ-Алиня, расположенного в близкой структурной обстановке — в зоне широтного разлома, среди основных пород фундамента складчатой области.

Сравнение геохимических характеристик магнетитов четырех основных групп пород — толеитовых андезитов, кислых эфузивов, гранодиоритов и адамеллитов (гранитов) — позволяет сделать следующие основные выводы. По железистости и титанистости магнетиты пород среднего и кислого состава четко подразделяются на два класса — эфузивный ( $Fe_3O_4 = 87\%$  и  $TiO_2 = 5,6-5,9\%$ ) и интрузивный ( $Fe_3O_4 = 73\%$  и  $TiO_2 = 1,0-1,7\%$ ).

Таблица 42

Состав и элементы-примеси магнетитов из диоритов, кварцевых диоритов и

№ п/п	Номер пробы	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	Cr
1	H-330	-	-	-	-	-	-	580
2	H-298	-	-	-	-	-	-	1800
3	H-302	2,41	2,79	63,52	28,38	0,47	0,02	950
4	H-289	-	-	-	-	-	-	380
5	H-2866	-	-	-	-	-	-	60
6	C-52	0,18	3,03	65,19	30,57	0,07	0,02	380
7	H-283	-	-	-	-	-	-	34

Примечание. 1 - Ланжинский массив, кварцевые диориты; 2 - Нижне-Ин-  
ский массив, диориты; 3-5 - то же, кварцевые диориты; 6-7 - то же, диорито-  
вые включения.

По микроэлементам подобное деление провести трудно - по со-  
держаниям Cr, V, Ni, Zr, Sn близкими оказываются магнетиты то-  
леитовых андезитов и гранодиоритов. Высокая концентрация Co и  
Cu характерна лишь для магнетитов андезитов. Среди кислых пород  
повышенные средние значения содержания Zn, Cu и Sn присущи  
только эфузивам. В магнетитах аадамеллитов и гранитов, которые  
можно рассматривать комагматами кислых эфузивов, содержание  
халькофильных элементов снижается в 2-5 раз. Очевидно, в процес-  
се кристаллизации кислых расплавов с понижением температуры мо-  
жет происходить не только накопление рудных элементов, но и  
их эманационный вынос, на что указывает низкое содержание  
данных элементов в магнетитах. Наиболее характерно в этом  
отношении олово, для которого тенденции к накоплению хоро-  
шо изучены на примере пород и минералов, формировавшихся в  
процессе дифференциации расплавов в системах "закрытого"  
типа.

Данные о распределении циркония несомненно интересны в гене-  
тическом отношении. Содержание этого термофильного элемента  
оказывается близким в магнетитах толеитовых андезитов и грано-  
диоритов - 87 и 67 г/т, что намного ниже средних значений, оп-  
ределенных для кислых эфузивов и аадамеллит-гранитных пород -  
236 и 162 г/т. Приведенные цифры вполне четко, по нашему мне-  
нию, разграничивают две сингенетичные группы эфузивных пород и  
их интрузивных комагматов.

Сходство или различие магнетитов выделенных групп пород в  
целом подтверждается материалами корреляционного анализа микро-  
элементов. Для магнетитов гранодиоритов корреляционным анали-  
зом выявляются две обособленные группы элементов: Ti - Mn -  
Sn - Zr - Ti, образующие кольцевую корреляционную связку, в ко-  
торой каждый стоящий в ряду элемент связан с последующим полу-

V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu	Ti	Mn
1900	20	18	910	5	36	-	19	0,52	42
7200	96	28	32	10	420	13	79	2,5	2000
6000	79	40	83	14	190	7	79	2,0	1700
3800	50	26	340	12	-	19	110	0,2	5200
3200	18	34	28	7	110	13	220	0,4	2500
4800	120	110	42	3	91	5	63	0,12	1500
1800	22	40	25	7	69	4	120	0,26	950

жительной (значимой) корреляционной связью, дополняемой "внутрикольцевой" связью  $Ti - Sn$ . Совершенно обособлен от рассмотренной группы ряд сидерофильных элементов — Co — V — Ni — Cr — Co, образующих кольцевую связь последовательно коррелирующих элементов, дополняемых устойчивой связью Co — Ni. Замена аномальных значений (выборка с исправленными значениями содержаний) упрощает это кольцо коррелятивных связей, принимающих вид Co — Ni — Cr — Co, дополняемых индивидуальной корреляцией Co — V (см. табл. 36).

Для магнетитов адамеллит-гранитной группы характерно отсутствие таких обособленных групп. Здесь обнаруживается сложная геохимическая связь практически всех микроэлементов с главными компонентами магнетитов — Ti и Mn. Но основой этой ветвящейся цепочки выступает никель, с которым, с одной стороны, связана ряд последовательно и положительно коррелирующих сидерофилов — Co, V — Cr, а с другой — медь, с которой взаимосвязан Ni.

Вся эта сложная ("ветвящаяся") связка элементов-примесей магнетитов через никель связана с MnO, между которыми существует значимая отрицательная корреляционная связь. Интерпретируя эти данные, можно предположить, что увеличение щелочности, показателем чего является рост "марганцовистости" магнетитов, кремнекислых расплавов в общем случае препятствует входению как сидерофильных, так и халькофильных элементов в магнетиты, способствуя их очистке от посторонних примесей.

Характер корреляционных связей элементов-примесей магнетитов кислых эфузивов, отличаясь в деталях, в целом сопоставим с корреляционной картиной адамеллит-гранитной группы. Взаимосвязь халькофильных и сидерофильных элементов — это главное,

Таблица 43

Состав и средние содержания элементов-примесей в магнети-

№ п/п	Число проб	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	MgO	MnO	Cr	
1	5	3,28	1,45	91,74	0,32	0,60	160	
2	4	1,63	0,89	96,99	0,13	0,22	200	
3	1	2,3	-	-	-	0,27	120	
4	4	1,89	1,40	95,15	0,57	0,38	410	
5	3	1,03	1,62	96,20	-	0,29	320	
6	1	1,16	1,58	95,05	0,57	0,38	760	
7	1	1,0	-	-	-	0,51	4300	
8	1	2,0	-	-	-	0,99	11	
9	1	2,3	-	-	-	0,50	320	
10	2	8,45	3,75	84,63	-	3,17	39	
11	1	11,25	0,97	85,76	Не обн.	2,02	1	
12	8	4,54	2,96	91,43	0,50	0,57	225	
13	2	2,80	3,27	91,16	0,13	0,40	110	
14	2	8,07	1,16	84,55	0,12	0,66	150	

Примечание. Валентиновский массив: 1 - роговообманково-биотитовый адамеллит, 2 - микродиорит включений, 3 - биотитовый гранит; Владимировский массив: 4 - роговообманково-биотитовый адамеллит, 5 - микродиорит включений, 6 - щелочной гранит (лежащий бок жилы), 7 - то же (висячий бок жилы), 8 - шлировый

что сближает магнетиты этих двух групп, очевидно, свидетельствуя о сингенетичности представляемых ими пород.

Таким образом, рассмотренные выше материалы указывают на принципиальную сопоставимость геохимических черт магнетитов толеитовых андезитов и гранодиоритов - с одной стороны, и двух других групп - кислых эффузивов и пород адамеллит-гранитного ряда - с другой.

## ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Повышенная щелочность магм обычно сопровождается высоким давлением кислорода, смещающим минеральные равновесия в область существования гематита и окисножелезистых силикатов. Тем не менее в высокотемпературных условиях магматической стадии из этих магм кристаллизуется магнетит, имеющий своеобразный набор элементов-примесей. Среди последних существенную роль должны играть высоковалентные катионы, имеющие геохимическое родство

тах из адамеллитов некоторых интрузивов Сихотэ-Алиня

V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
1780	40	32	420	63	340	21	36
2230	200	34	110	40	270	70	40
1300	1	25	750	150	180	13	3
4200	41	90	1500	26	440	17	90
2600	30	90	400	5	400	10	10
1200	150	72	140	40	72	48	110
1800	100	43	140	29	400	81	110
340	-	14	150	53	1300	30	6
830	19	18	1000	79	630	91	-
1750	3	19	2000	18	950	27	30
2100	10	16	2000	40	4600	30	34
1400	30	24	84	170	320	41	28
940	31	22	270	150	770	31	250
655	151	15	470	360	330	98	290

пегматит, 9 - массив р. Зеркальной, гранит; 10 - Опричнинский массив, биотитовый гранит; 11 - Ааратский интрузив (р. Третий ключ, Дальнегорский район), гранит-порфир; 12 - Водопадненский массив, адамеллит; 13 - Беневской массив, гранит-порфир, эндоконтактовый; 14 - Восточно-Ливадийский массив, лейкократовый гранит.

со щелочами. Щелочные породы имеют ограниченное распространение, поэтому коллекция магнетитов из них невелика, однако она дает наглядное представление об отличиях между магнетитами толеитового (щелочноземельного) и щелочного рядов.

#### МАГНЕТИТЫ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД

Среди эффузивных проявлений щелочной магмы выделяются три крупных комплекса (в порядке повышения кремнекислотности и калиевости): кимберлит-меймечитовый, щелочно-базальтовый и трахибазальт-андезитовый. Исходные для них магмы генерируются в различных тектонических условиях и различаются по режиму калия и натрия. Судя по ассоциации составляющих комплекс проявлений, все они относятся к базальтоидному ряду. Следует отметить, что принадлежность кимберлитов и меймечитов к щелочной линии пород рядом исследователей отрицается, однако постоянно наблюдаемое повышение щелочности поздних фаз, несомненно ассоциирующих с кимберлитами и меймечитами, показывает несостоятельность по-

Таблица 44

Элементы-примеси магнетитов из щелочных базальтов с

№ п/п	Номер образца	TiO <sub>2</sub>	MnO	Cr	V
1	Ш9026	11,0	0,75	1200	1700
2	Ш855а	11,0	0,39	530	950
3	Ш855и	12,5	0,69	2900	960
4	Ш902а	6,9	0,72	5000	930
5	Ш911а	8,3	0,47	5500	550
6	Ш945в	10,0	0,71	12000	2500
7	Ш945г	9,6	0,63	13000	2300
8	Ш944ш	8,7	0,24	270	1100
	$\bar{X}_1$	9,75	0,58	7680	1374

Примечание. 1, 4, 5, 6, 7 - вулкан Медвежий (Приморье); 2-3 - вулкан Сабин (Антарктида); 8 - вулкан Лесозаводский (Приморье).

Таблица 45

Состав и элементы-примеси магнетитов из трахиандезитов

Номер образца	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	MgO	MnO	Cr
783/69	5,91	3,27	89,80	0,91	0,26	420
182/72	3,20	1,70	94,67	0,44	0,18	30
488/72	11,78	4,62	83,00	0,61	1,4	6300
Л-2184	2,81	4,58	86,33	1,26	0,67	140
Л-2195	9,79	1,82	79,17	0,32	0,83	1400
Т-2371	10,34	3,44	68,07	0,81	1,14	890
СГ-1067	7,20	0,58	90,3	0,93	0,45	1500
Л-2195	6,70	-	-	-	0,42	1400
СГ-1244	13,26	1,57	83,3	0,93	1,07	1500
Л-2335	9,3	-	-	-	0,95	1000
Л-2337	13,1	-	-	-	1,00	1200
Л-1992	3,3	-	-	-	0,10	1600
18-мл	6,2	-	-	-	0,10	910
Р-949	5,45	-	-	-	0,10	1800
$\bar{X}_1$	7,96	2,32	83,24	0,9	0,57	1287

Примечание. 783/69 - р. Кабанья; 182/72, 488/72 - верховья р. Уссури; Л-2184, Л-2195, Л-2195 - гора Аарат; Т-2371, СГ-1067, СГ-1244 - р. Рудная; Л-2335, Л-2337 -

включениями лерцолитов

Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
410	550	150	60		2	930
300	270	89	5	430	2	200
26	150	460	8	1800	1	3
280	130	69	69	630	8	20
600	120	150	45	540	2	9
530	190	340	32	1200	2	130
570	260	300	10	580	17	85
50	190	60	5	200	1	18
448	233	202	41	810	3	44

Приморья

V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
2200	13	30	26	8	170	11	24
1700	1	8	30	19	230	50	40
8500	690	30	340	30	2100	14	81
980	930	44	38	15	3500	60	80
3000	800	83	130	15	940	18	220
2100	340	30	250	16	1460	16	69
3400	69	74	60	10	110	150	89
3000	800	83	130	15	990	18	220
2500	76	51	46	24	500	6	79
2200	250	40	140	14	7100	15	210
2400	530	37	140	10	5900	8	170
2300	210	28	250	13	2500	67	30
5800	240	38	91	25	100	170	30
1900	170	35	100	17	710	63	24
2500	290	46	113	16	992	29	78

гора Березовая; Л-1992 - р. Шкотовка; 18-мл - Тернейский район; Р-949 - гора Кабанчик.

добычных предположений. Закономерности пространственной локализации зон щелочного магматизма (мощная земная кора, крупноглыбовые движения, отсутствие проявлений в океанических рифтах) позволяют предполагать, что очаги генерации щелочных магм расположены не в мантии, а в более щелочном субстрате (основание коры или базальтовый слой).

Петрохимические особенности пород натровой линии — одновременная недосыщенность кремнекислотой и обогащенность Na и Mg, Fe. Для калиевого ряда характерно нарастание содержаний калия и кремния в ущерб магнию и железу.

Как и в толеитовых базальтах, магнетиты щелочных разностей кристаллизуются в несколько этапов, причем магнетиты глубинного (интрузивного) этапа богаче алюминием, магнием, хромом и беднее титаном [76], чем магнетиты близповерхностной кристаллизации. Последние представлены высокотитанистым (15,5–18,4%  $TiO_2$ ) магнетитом. В зональных магнетитах из этих же пород края зерен богаче титаном, чем ядра. Приведенные результаты характеризуют существенно натровые базальты Франции, несущие включения ультраосновных пород.

Магнетиты из меймечит-пикритового комплекса освещались при описании интрузивных гипербазитов, где было показано, что особенностями состава этих магнетитов являются высокие содержания Ti, Cr, Zr, Mn и пониженные — V и Zn. Из комплекса щелочных базальтов изучались породы древнечетвертичного вулкана Медвежий (Приморье) и вулкана Сабин в Антарктиде. Материалы по последнему объекту были любезно предоставлены сотрудниками Тихоокеанского института рыбного хозяйства П.А. Кандинским и Ю.В. Курочкиным. Базальты этих вулканов представлены существенно натровыми ( $Na_2O$  — 5,5–4,7%,  $K_2O$  — 0,5–1,0%) разностями, недонасыщенным кремнекислотой (39–45%  $SiO_2$ ). Магнетит извлекался из монолитных базальтов субвулканических тел, переполненных включениями лерцолитов. Под микроскопом выясняется, что магнетит в виде мелких (0,01–0,005 мм) зерен, сохраняющих следы огранки, рассеян в основной массе, а также иногда замещает ксенокристы хромшипели. Количество он уступает ильмениту и сопровождается редкими кашлевидными выделениями халькопирита, пирротина и пентландита. Ввиду малых количеств материала удалось проанализировать только элементы-примеси (табл. 44). Среди последних привлекают внимание повышенные концентрации Ti, Cr, Mn, Zr, Ni и Co и пониженные — V. Обогащение приморских магнетитов оловом — их региональная особенность. Следует отметить, что полученные параметры состава магнетитов будут свойственны, очевидно, только щелочным базальтам с ультраосновными включениями, которые частично перерабатываются базальтовой магмой. В магнетите базальтов без включений можно ожидать более низкие концентрации Cr, Ni и Co.

Представителем калиевого ряда пород служат верхнемеловые трахибазальты и трахиандезиты Главного синклиниория Сихотэ-Али-

ня. Формирование этого комплекса связано с заложением крупных впадин с грубообломочными отложениями в разрезе. Состав пород комплекса варьирует от дацитов ( $60\% SiO_2$ ) до трахибазальтов ( $52\% SiO_2$ ), содержания калия в них, как правило, выше 1,5%. С эффузивами в описываемых районах связаны интрузии монцонитоидов.

Магнетит в изученных породах пылевидный и часто окислен до гематита. В отдельных образцах, испытавших гидротермальный метаморфизм, присутствуют сульфиды Pb, Zn, Cu.

Составу магнетита этого комплекса (табл. 45) присущи высокие содержания Al, Ti, Mn, Cr, Ni, Zr, т.е. одновременно элементов кислых (Mn, Zr) и ультраосновных (Cr, Ni) магм. Отношение Co/Ni в этой группе минимально. Некоторое обогащение Pb и Zn отражает региональную специализацию магмы, однако их аномальные содержания, равно как и Cu и Ni, вероятнее всего, вызваны сульфидами этих элементов.

### МАГНЕТИТЫ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

В щелочных интрузивных породах, особенно щелочно-базальтоидного ряда, магнетит — один из основных минералов и в ряде комплексов слагает промышленные концентрации (Горная Шория, Урал и т.п.). В Приморье из подобных комплексов широко представлены монцонитоиды. Самостоятельность монцонитоидной магмы в ряде случаев подвергается сомнению, однако наличие в этих комплексах эффузивных комагматов трахибазальтов снимает эти противоречия. Следует, однако, отметить, что в зонах высокотемпературного контакта гранитоидных магм с габброидами образуются породы, не отличимые по структуре и парагенезису от монцонитоидов. Эта близость пород обусловлена той особенностью, что монцонитоидные магмы, в силу специфики состава, кристаллизуются в два этапа. Сначала из расплава выпадает избыток Mg, Fe, Ca в виде габброидного парагенезиса минералов, затем из щелочного остатка кристаллизуются калишпат, кислый плагиоклаз, биотит, ильменит и магнетит. Интервал кристаллизации калиевого шпата обычно растянут до стадии автометасоматоза, что сближает монцонитоиды с продуктами гранитизации габброидов, когда активность калия возрастает за счет присутствия кальция. Критерии отличия подобных пород от монцонитоидов не существует.

В Приморье монцонитоидные комплексы развиты в Главном синклиниории и в Бикинской зоне, т.е. в районах с мощными чехлами терригенных пород и сиалическим (Ханкайским) фундаментом. По времени формирование монцонитоидного комплекса, включая эффузивные и интрузивные члены, совпадает с верхнемеловым молассовым этапом активизации указанных зон.

В Бикинской зоне монцонитоидные массивы изучены И.К. Никифоровой [30], которая любезно предоставила авторам несколько образцов пород. Монцонитоиды здесь слагают крупный Стрельников-

Таблица 46

Состав и элементы-примеси магнетитов из монцонитоидов

Номер образца	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	MgO	MnO	Cr
С-5064	2,2	-	-	-	0,27	1200
Л-1194	5,46	1,39	86,56	1,15	0,44	1300
Р-933у	5,0	-	-	-	0,52	4700
Р-933ж	2,9	-	-	-	0,60	1000
Р-932н	8,1	-	-	-	0,65	22000
Р-930к	4,2	-	-	-	0,35	1600
Р-945	1,48	0,76	96,60	0,52	0,31	6300
Р-945/1	2,05	2,41	93,90	0,24	0,15	6900
Р-945в	1,25	1,68	95,41	0,68	0,28	4800
Г-17-2	6,0	-	-	-	1,45	480
Г-26	4,28	1,19	93,19	0,99	0,42	300
Г-63	1,99	2,41	92,2	2,35	0,36	460
Г-68-1	5,3	-	-	-	0,36	520
Г-75-2	4,8	-	-	-	1,36	320
Г-79	6,3	-	-	-	0,70	4000
Р-885ц	1,47	2,11	95,45	1,12	0,06	630
Р-932м	5,7	-	-	-	0,15	6800
Г-79	7,1	-	-	-	0,57	2000
Г-79а	4,9	-	-	-	0,29	2900
818/69	1,5	-	-	-	0,22	2800
С-5064	2,5	-	-	-	0,46	2100
Л-2200	5,99	1,82	93,75	0,55	0,60	1300
Л-2215	3,75	0,88	81,13	5,59	0,34	2900
Л-2216	11,28	2,64	85,91	0,90	0,89	2500
Л-2243	3,46	1,07	97,61	0,23	0,28	310
Л-2233	4,10	-	-	-	0,32	5200
Л-2227	3,95	0,31	93,36	0,20	0,31	710
Л-2198	12,37	4,16	71,06	1,68	0,95	1700
Л-2201	9,41	1,41	84,09	0,83	0,70	4300
Л-1203	6,5	-	-	-	0,34	420
Л-1202	5,71	1,00	87,75	0,98	0,48	830
Л-2243	3,46	1,07	97,65	0,23	0,28	310
Л-2244	2,2	-	-	-	0,40	500

Примечание. С-5064 - кл. Ловлягина; Л-1194 - гора Березовая; Р-930-933 - р. Обильная; Р-945 - р. Опричникова; Г-17-79 - хр. Стрельникова; Р-885 - б. Анны; Л-2200, Л-2215,

## Приморья

V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
2300	170	92	91	49	240	50	100
12000	370	30	290	16	330	8	50
11000	320	120	170	60	1000	3	59
5800	150	70	100	16	52	9	58
12000	730	190	300	37	2200	3	10
7500	130	65	78	100	910	16	8
8800	330	99	91	23	200	28	230
5500	160	85	87	10	290	11	72
5800	270	96	110	11	300	20	3
4400	110	32	120	24	790	30	360
4400	56	32	110	50	370	30	110
4500	60	32	930	29	540	23	140
6100	120	46	1800	33	370	100	430
5300	75	32	60	17	460	1	210
15000	340	66	170	63	500	18	1200
9600	120	53	52	7	290	1	5
15000	470	140	110	63	370	10	59
14000	210	55	180	62	630	10	1100
12600	170	20	200	59	450	9	48
2100	210	25	30	44	100	16	130
4000	220	79	110	15	150	12	120
5200	550	64	65	22	520	8	130
3700	520	93	49	10	850	8	90
3700	730	38	86	30	2500	16	130
2800	190	23	46	17	260	110	48
11000	180	43	69	10	300	10	150
3500	1700	25	48	22	58	5	40
3000	240	49	110	25	150	93	190
6100	240	50	60	46	1000	5	25
17000	180	26	63	17	370	1	36
25300	460	22	110	110	460	1	140
2800	190	23	46	17	260	11	48
1900	170	34	67	110	340	380	67

Л-2216, Л-2244, Л-2243, Л-2233, Л-2227 – гора Березовая;  
 Л-2198, Л-2201, Л-1203, Л-1202 – гора Аарат.

Таблица 47

Элементы-примеси магнетитов из щелочных гранитов При-

№ образца	TiO <sub>2</sub>	MnO	Cr	V	Ni
ШХ-30	1,72	1,20	20	110	4
ШХ-31	1,28	1,22	20	430	1
ШХ-32	1,81	1,16	20	430	1
ШХ-33	1,13	0,54	52	1000	5
ШХ-34	1,95	0,57	94	1000	4
Х	1,78	0,94	41	594	3
ОУ-22б	0,10	3,00	32	820	30
ОУ-22в	0,04	1,30	30	820	18
ОУ-22г	0,06	2,50	30	680	35
ОУ-22д	0,10	1,70	30	480	23
ОУ-22е	0,13	2,50	30	630	19
ШУ-2	0,28	1,52	30	480	56
ШУ-31	0,28	1,03	30	680	34
Х	0,13	1,59	30	656	31

Примечание. Обр. Ш-30-32 - массив с. Бровники; обр. Ш-33-34 - массив мыса Орлова; обр. ШУ-ОУ - гора Благодать.

ский массив, в ядре которого преобладают лейкократовые монцонито-диориты и сиениты, в краевых частях встречаются габбро и габбро-нориты с переменным содержанием ортоклаза. Для пород характерны пестрый состав, местные неоднородности, шлиры.

В пределах Главного синклиниория монцонитоиды образуют несколько мелких массивов (р. Обильная, гора Аарат, гора Березовая и др.), в строении которых принимают участие пироксениты, оливиновые и пироксеновые габбро с различным содержанием ортоклаза, причем последний минерал и кварц присутствуют и в тех массивах, где граниты или сиениты не обнаружены (р. Обильная). Петрографическая особенность монцонитоидов - обязательная высокая свежесть пород.

Магнетит встречается во всех типах пород, содержание его несколько выше в богатых калишпатом разностях. В более основных породах он ассоциирует с ильменитом, пирротином, халькопиритом и пентландитом, с ростом доли калишпата сульфиды исчезают, остаются магнетит и ильменит. В этом же направлении в зернах магнетита начинают встречаться ильменит и шпинель в структурах распада.

Пестрота составов магнетита из различных районов (табл. 46) в значительной мере обусловлена объединением в одну группу пород различной основности (лейкократовости) и пород высокотемпературных контактов гранитов и габбро. Так, например, более лей-

морья и сиенитов горы Благодать (Урал)

Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
10	140	50	700	1	4
2	118	68	560	1	4
2	80	52	560	1	28
17	90	290	470	8	4
2	190	44	300	12	140
37	124	33	518	5	36
350	100	8	1500	4	2
120	66	7	600	8	1
170	120	5	1700	5	3
190	74	8	1000	3	1
220	56	20	1100	3	4
190	71	7	3300	28	3
110	69	100	3400	14	5
193	79	9	1800	9	3

кократовые в целом породы Стрельниковского массива бедны Cr и Ni и богаче Zr, Pb, чем их аналоги из Главного синклиниория, где широко развиты оливиновые разности. Тем не менее средний состав магнетитов из монцонитоидов довольно специфичен и обладает теми же чертами, что и в трахибазальтах. Для сравнения влияния калиево-й натриевой щелочности на состав магнетита проанализировано несколько образцов из щелочных гранитоидов Приморья (табл. 47) и из сиенитов горы Благодать (Урал). В первых магнетит встречается в меланократовых участках и ассоциирует с ильменитом и гематитом. Руды горы Благодать достаточно освещены в литературе. Образцы магнетита отобраны из магнетитовых жил в сиенитах.

#### СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГНЕТИТА ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Общие особенности состава магнетита из щелочных пород довольно очевидны. Магнетиты обогащены Zr, Sn, Mn и имеют низкое отношение Co/Ni в сравнении с толеитовыми аналогами. При этом весьма примечательно влияние щелочей на поведение ванадия. Обогащение магм калием (см. табл. 46) ведет к возрастанию доли ванадия в магнетите. Тот факт, что содержания ванадия в трахибазальтовых магнетитах почти в 3 раза ниже, чем в монцонитоидных (см. табл. 45, 46), показывает, что в процессе раскристаллизации тра-

Таблица 48

Коэффициенты парной корреляции элементов в магнетитах из трахиба

Элемент	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	MgO	MnO	Cr
TiO <sub>2</sub>	1	-0,07	-0,60	-0,22	0,81	0,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1	-0,29	0,29	0,41	0,34
Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>			1	0,06	-0,73	-0,17
MgO				1	-0,04	-0,25
MnO					1	0,70
Cr						1
V						
Ni						
Co						
Zr						
Sn						
Zn						
Pb						
Cu						
X	8,04	2,70	84,33	0,78	0,75	1522
X <sub>1</sub>	7,65	2,36	84,32	0,83	0,59	1317
S	3,89	1,49	8,20	0,30	0,44	2021
Δd	3,26	1,28	5,94	0,24	0,36	1194

Таблица 49

Коэффициенты парной корреляции элементов в магнетитах из монцо-

Элемент	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	MgO	MnO	Cr
TiO <sub>2</sub>	1	0,50	-0,20	-0,04	0,94	-0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1	0,19	0,05	0,49	0,07
Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>			1	-0,01	-0,14	0,15
MgO				1	0,10	-0,01
MnO					1	-0,03
Cr						1
V						
Ni						
Co						
Zr						
Sn						
Zn						
Pb						
Cu						
X	4,71	1,64	85,63	1,09	0,46	2739
X <sub>1</sub>	4,76	1,43	90,78	0,94	0,40	1928
S	3,36	0,91	20,86	1,29	0,25	2198
Δd	2,55	0,68	11,40	0,76	0,19	1781

зальтов-трахиандезитов ( $K_{kp} = 0,73$ )

V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
0,54	0,02	0,29	0,58	0,54	-0,14	-0,42	0,33
0,27	0,60	-0,44	0,49	0,29	0,80	-0,46	-0,23
-0,09	-0,37	-0,16	-0,64	-0,17	-0,31	0,44	-0,36
-0,32	0,06	-0,01	-0,31	-0,27	0,40	0,27	-0,46
0,60	0,48	0,12	0,81	0,71	0,45	-0,44	0,30
0,99	0,31	0,02	0,79	0,72	0,21	-0,17	0,14
1	0,23	0,00	0,76	0,64	0,11	-0,12	0,12
1	0,30	0,41	0,24	0,85	-0,17	0,59	
1	-0,11	-0,28	-0,07	0,35	0,79		
1	0,58	0,34	-0,32	0,18			
1	0,29	-0,43	0,03				
1	-0,13	0,11					
1	-0,03	1					
3047	365	44	115	17	1126	41	85
2483	294	38	113	16	1158	33	74
2326	386	25	118	7	1188	48	59
1494	331	19	94	5	920	35	35

нитоидов ( $K_{kp} = 0,53$ )

V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
-0,07	0,17	-0,26	-0,16	0,29	-0,21	0,34	-0,15
-0,21	-0,35	0,02	0,24	-0,15	-0,09	0,58	-0,27
0,15	-0,88	0,23	0,10	-0,01	0,29	0,01	-0,14
-0,10	-0,04	0,05	0,24	-0,08	0,77	-0,07	0,41
-0,11	0,15	-0,32	0,01	0,32	-0,08	0,31	-0,24
-0,07	-0,07	0,31	-0,16	-0,19	-0,06	-0,09	0,22
1	-0,06	0,03	-0,02	0,71	0,08	-0,18	-0,23
1	-0,21	-0,22	-0,03	-0,15	-0,26	0,14	
1	-0,23	-0,32	-0,08	0,43	0,02		
1	0,04	0,31	0,07	-0,10	-0,16		
1	0,04	0,31	1	-0,32	0,32		
1	0,07	0,02	1	-0,32	-0,24		
7756	302	63	130	37	341	20	36
6814	230	56	101	27	331	16	32
5504	389	43	213	24	196	24	25
3691	247	32	111	15	140	16	20

хибазальтовой магмы ванадий накапливается в калиевом остатке и выпадает с железом. Различия интрузивных и эфузивных аналогов магнетитов выражаются в обогащенности вторых цинком и титаном, по всем же остальным элементам наблюдаются близкие совпадения. По характеру корреляций элементов в составе магнетита можно сравнить две группы, по которым имеются представительные выборки (табл. 48, 49). Едиными корреляциями для магнетитов интрузивных и эфузивных комагматов служат  $Ti - Mn$  и  $V - Sn$ . Последняя связь подчеркивает одновременное накопление  $V$  и  $Sn$  с ростом калиевости магм. Все же остальные связи элементов у этих двух групп различны. Количество их в силу разнородности материала значительно меньше в магнетитах из монцонитоидов. Большинство корреляций в эфузивных магнетитах ( $Mn - Cr, Zr, Sn, Fe, Ti$ ) подчеркивает щелочной характер среди минералообразования. Связи  $Ni$  и  $Co$  с  $Zn$  и  $Cu$ , вероятно, свидетельствуют о присутствии сульфидов этих элементов в эфузивных магнетитах.

Таким образом, несмотря на ограниченность материалов, состав магнетитов щелочных пород имеет четкую индивидуальность. В магнетитах этой группы накапливаются литофильные элементы щелочных магм и растворов.

## ПРИМЕРЫ РЕШЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ С ПРИМЕНЕНИЕМ МАГНЕТИТА

### ОЦЕНКА ГЕНЕЗИСА И КОРРЕЛЯЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ МАГНЕТИТА

Материалы предыдущих разделов показывают, что на формирование набора признаков магнетита той или иной генетической группы преобладающее влияние оказывают геохимическая специализация исходного расплава (раствора) и температура процесса кристаллизации. Несомненно, существенную роль могут играть при этом и другие термодинамические параметры –  $Eh$  – pH, режим летучих, однако в большинстве случаев это влияние унифицировано двумя главными факторами. Влиянием давления на твердые фазы ( $P$ ) можно пре-небречь, поскольку все изучавшиеся магнетиты относятся к числу мелкоглубинных (0–12 км). В табл. 50 приведены средние составы магнетитов из магматических пород различного состава. Эти результаты выведены из полученных авторами и приведенных ранее данных, по петрогенным элементам (Ti, Mn, Mg, Al), кроме того, использовались анализы из литературных источников.

Влияние геохимической специализации исходного расплава (раствора) на состав магнетита наиболее существенно проявляется через щелочность. Возрастание щелочности расплавов (растворов) ведет к повышению в составе магнетита роли элементов щелочных магм – Mn, Zr, Sn и снижению концентрации V, Cr, Ni и отношения Co/Ni. Те же тенденции проявляются и в толеитовом (щелочноземельном) ряду в направлении возрастания кислотности (по  $SiO_2$ ). Примечательной чертой эфузивов толеитового ряда, как основных, так и кислых, является повышенная меденосность, причем часть меди в них присутствует в виде магматических сульфидов. Подобное явление отмечается и для эфузивов Чили, с которыми связаны крупные медные месторождения [31].

Гидротермальным магнетитам свойственно обогащение одним – двумя элементами-примесями на фоне низких концентраций остальных элементов. Обычно это связано с региональной геохимической специализацией гидротерм, формирующих в этих районах соответствующие месторождения. Так, магнетиты скарнов Приморья насыщаются оловом, а руд горы Благодать – цинком и кобальтом. В магнетитах аподибазовых скарнов Приморья, несущих кобальтсодержащий пирит, преобладает кобальт. В магнетите медно-никелевых руд среди микрозлементов господствуют медь, никель, кобальт.

Таблица 50

Средние составы магнетита изверженных пород

Номер группы	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	MgO	MnO	Cr
1	6,0	1,60	88,8	2,79	0,63	3260
2	4,12	2,63	88,8	2,79	0,26	3911
3	0,06	0,8	97,4	1,6	0,20	8739
4	0,98	1,32	94,62	2,74	0,47	30
5	7,12	2,83	84,91	3,82	0,32	762
6	9,9	2,1	86,3	1,95	0,60	4467
7	11,42	2,0	84,8	1,58	0,19	1015
8	11,20	1,50	83,95	0,86	0,54	59
9	4,50	1,55	93,0	0,91	0,17	2940
10	4,39	1,43	91,97	0,94	0,35	1370
11	7,20	4,08	83,8	3,62	0,32	1209
12	5,20	3,03	89,5	1,15	0,33	1096
13	1,33	0,47	97,17	0,05	0,33	20
14	6,96	3,45	86,44	1,17	0,54	882
15	7,65	2,32	83,24	0,9	0,59	1317
16	1,56	1,8	95,1	0,6	0,35	1180
17	1,12	1,69	92,78	0,45	0,21	973
18	11,35	2,38	83,22	0,94	0,84	481
19	1,67	1,25	93,63	0,47	0,58	154
20	1,77	1,5	95,4	0,2	0,94	41
21	0,13	0,2	97,6	0,2	1,87	32
22	0,05	0,10	99,36	0,29	0,12	30
23	0,07	0,77	98,38	0,32	0,26	44
24	1,09	1,20	96,11	0,82	0,09	205

Примечание. 1–2, 5–12, 14–20 – сингенетичные магнетиты из: 1 – ультраосновных эфузивов, 2 – интрузивов, 5 – толеитовых, 6 – щелочных базальтов, 7 – толеитовых, 8 – гранитоидных диабазов, 9 – габброидов, 10 – монцонитоидов, 11 – оливин–анортитовых включений в толеитовых базальтах, 12 – основных роговиков и ксенолитов в габброидах и базальтах, 14–15 – толеитовых тра-

Влияние температуры на состав магнетита в целом выражается в более высоком уровне концентраций элементов–примесей в эфузивных разностях в сравнении с интрузивными и гидротермальными. Некоторые исключения, особенно по халькофильным элементам, вызваны отчетливо проявленной региональной специализацией и малочисленностью отдельных выборок. Вместе с тем снижение содержания элементов–примесей в более глубинных магнетитах, в сравне-

V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
883	258	180	171	36	187	20	24
3230	403	310	66	14	387	5	38
251	998	169	16	16	254	8	11
534	9	170	32	43	743	10	21
7850	201	244	128	13	913	8	316
1018	330	244	184	37	900	3	11
6550	355	155	21	18	1050	5	595
1800	53	22	170	22	720	32	75
5138	185	139	71	12	918	7	20
5900	305	43	73	22	404	15	91
5411	116	298	78	7	481	3	37
5750	170	357	92	4	1275	6	34
616	2133	210	73	10	496	5	233
3866	155	242	79	17	782	13	190
2500	290	38	113	16	1158	33	74
2960	48	58	42	29	500	22	36
2845	109	39	137	19	223	27	81
1735	58	46	236	56	1546	33	108
1389	20	33	162	27	479	29	22
594	3	7	124	33	518	5	36
652	35	188	85	7	2100	12	3
41	16	13	18	526	459	18	21
207	70	380	50	36	375	30	73
3300	36	40	34	4	195	7	39

хиандезитов, 16 - диоритов и плагиогранитов, 17 - гранодиоритов, 18 - гранитов и адамеллитов, 19 - кислых эффузивов, 20 - щелочных гранитов; 3 - из серпентинитов; 4 - из поздних руд массива Ковдор; 13 - из медно-никелевых руд; 21 - из сиенитов горы Благодать; 22-23 - из скарнов в известняках (22) и диабазах (23) Приморья; 24 - из гидротермально измененных габброидов.

нии с эффузивными, указывает на фракционирование магм в процессе их эволюции в интрузивных условиях. При быстрой раскристаллизации расплавов у поверхности Земли большинство рудных и редких элементов, сконцентрированных с железом в летучей фазе, соосаждается в структуре магнетита. В глубинных условиях протекает разделение магмы на кристаллическую силикатную основу и богатый рудными и редкими элементами флюид. При этом петро-

Таблица 51

Матрица корреляций элементов в магнетитах изверженных пород

Элемент	Ti	Al	Fe	Mg	Mn	Cr	V	
Ti		5, 11, 9, 10	5, 9, 17	9, 17, 19	10, 1, 3, 9, 5, 17, 19 18, 15	3, 5, 18	3, 18	
Al			5, 9, 19	2, 9	9	5		
Fe				2, 11, 9, 17, 14	9, 15	5	2	
Mg					9		2, 5	
Mn						3, 11, 15	3, 9, 14	
Cr							11, 18, 19, 15	
V								
Ni								
Co								
Zr								
Sn								
Zn								

Примечание. Чисры соответствуют номерам групп магнетитов табл. 50. Отр.

генные элементы ( $Mg$ ,  $Al$ ) входят в состав силикатов, а микроэлементы стремятся к образованию самостоятельных фаз с тем или иным летучим компонентом из-за снижения изоморфной емкости магнетита в низкотемпературных условиях.

Состав среды и условия минералообразования накладывают определенный отпечаток на характер изоморфных замещений в магнетите железа элементами-примесями. Из табл. 51 следует, что однотипные изоморфные ряды характерны для магнетитов пород близкого состава, где набор микроэлементов определяется исходным составом магм. Поэтому наибольшим количеством корреляций элементов характеризуются толеитовые базиты (табл. 52). Корреляции в магнетитах кислых пород и монzonитоидов менее многочисленны, что обусловлено более широкими вариациями термодинамического режима при их кристаллизации. Корреляции  $Pb$  и  $Cu$  с остальными элементами единичны и вызваны присутствием этих элементов большей частью в виде сульфидов.

Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
5	2, 11, 9	2, 9, 17	5, 17	11, 9, 19	2	
5	—	—	5	15	10	
5, 10	9	9		9		
2	9	11, 9, 14		9, 10		
19, 14	5, 11, 9	9, 19, 15	9, 17, 15	11, 18		14
2, 5, 11, 9, 11	9, 17, 19	15	5, 11, 15			2
11, 17, 14	17, 19	1, 11, 15	11, 10	19	11	
	19, 17, 11, 9 19		2, 5, 11	18, 15		19
	3,9			11		18, 15
		—, 11, 17		9		9
			2,3	18		19
				1, 5, 9		

ицательные корреляции показаны знаком над цифрой.

Качественный набор корреляций элементов в магнетите служит индивидуальной характеристикой каждой генетической группы изверженных пород. Для сравнения групп между собой был разработан специальный алгоритм для ЭВМ. Степень близости сравниваемых групп оценивается по коэффициенту, представляющему в обобщенном виде отношение количества положительных корреляций (за вычетом отрицательных) к максимально возможному числу корреляций в исследуемых группах магнетитов. Результаты расчета генетической близости магнетитов по этой методике (см. табл. 52) показывают, что набор корреляций элементов в магнетитах может быть дополнительной характеристикой при оценке генезиса изверженных пород.

Однако особенно отчетливо генетические различия магнетитов обнаружаются при одновременном сравнении всех их признаков с помощью ЭВМ. В табл. 53 приведены результаты расчета генетической близости магнетитов из различных пород по математической программе, описанной в методическом разделе. Данные по Pb и Cu в расчет не включались ввиду малой информативности. В этой

Таблица 52

Результаты оценки близости генетических групп магнетита по корреляционным связям элементов

Номер группы	Число корреляций			Ряды близости
	общее	положительных	отрицательных	
1	4	1	3	9(2,-0; 0,60); 3(1,-0; 0,38); 5(2,-0; 0,53);
2	12	7	5	9(5,-0; 0,46); 17(3,-0; 0,31); 11(4,-0; 0,40);
3	7	7	0	18(3,-0; 0,43); 5(2,-0; 0,22); 19(1,-0; 0,13); 1(1,-0; 0,11); 15(2,-0; 0,27); 10(1,-0; 0,13); 9(2,-1; 0,12);
5	18	10	8	11(5,-0; 0,34); 17(4,-0; 0,28); 15(2,-0; 0,15); 9(6,-1; 0,32); 3(2,-0; 0,16); 1(2,0; 0,11)
9	31	22	9	17(9,-0; 0,32); 11(7,-1; 0,21); 15(4,-0; 0,15); 10(3,-0; 0,11); 19(6,-0; 0,21); 22(5,-0; 0,15); 5(6,-1; 0,14);
10	6	5	1	9(3,-0; 0,46); 18(1,-0; 0,18); 17(1,-0; 0,17); 5(2,-1; 0,14); 3(1,-0; 0,18); 19(1,-0; 0,17); 15(1,-0; 0,17);
11	20	16	4	9(7,-1; 0,28); 5(5,-0; 0,21); 15(3,-1; 0,11); 18(2,-0; 0,11); 17(4,-0; 0,21); 2(4,-0; 0,17); 18(2,-0; 0,11); 19(2,-0; 0,10)
14	7	2	5	9(3,-1; 0,50); 5(1,-0; 0,21); 2(1,-0; 0,22);
15	12	11	1	18(4,-0; 0,35); 19(3,-0; 0,24); 11(3,-1; 0,16); 5(2,-0; 0,13); 9(4,-0; 0,30); 3(2,-0; 0,17); 17(2,-0; 0,16);
17	13	11	2	9(9,-0; 0,64); 11(4,-0; 0,30); 2(3,-0; 0,20); 19(5,-0; 0,38); 5(4,-0; 0,25); 2(3,-0; 0,20); 15(2,-0; 0,16)
18	8	8	0	15(4,-0; 0,48); 19(2,-0; 0,23); 5(2,-0; 0,19); 10(1,-0; 0,11); 3(3,-0; 0,38); 11(2,-0; 0,22); 17(1,-0; 0,12);
19	12	10	2	9(6,-0; 0,46); 15(3,-0; 0,26); 11(2,-0; 0,16); 17(5,-0; 0,42); 18(2,-0; 0,18);

Примечание. Первая цифра в скобках обозначает число совпадших по знаку корреляций, вторая – разнозначных, третья – коэффициент подобия.

Таблица 53

Коэффициенты подобия ( $K_i$ ) магнетитов различных групп  
(см. табл. 50)

Номер группы	Классы подобия
1	6(0,23); 2(0,13)
2	11(0,19); 9(0,18); 14(0,14); 1(0,13); 6(0,13)
3	$K_i < 0,1$
4	$K_i < 0,1$
5	11(0,40); 12(0,27); 14(0,26); 9(0,25)
6	1(0,23); 2(0,12)
7	9(0,17); 14(0,15); 5(0,12); 11(0,12)
8	18(0,17); 19(0,08); 5(0,05)
9	14(0,39); 24(0,29); 10(0,25); 5(0,24); 15(0,21); 16(0,18)
10	9(0,25); 15(0,21); 17(0,18); 16(0,15); 24(0,15)
11	5(0,40); 14(0,18); 2(0,18); 9(0,15); 12(0,13); 7(0,12)
12	5(0,27); 14(0,22); 11(0,13); 24(0,12)
13	$K_i < 0,1$
14	9(0,39); 5(0,27); 12(0,20); 11(0,18); 24(0,16)
15	10(0,21); 9(0,21); 17(0,16); 5, 6, 14 (0,11)
16	17(0,18); 9(0,18); 10(0,16); 14(0,15); 24(0,13)
17	10(0,18); 15,16(0,17); 24(0,16); 14,9(0,12)
18	8(0,17); 19(0,15)
19	18(0,14); 20(0,12)
20	19(0,13); 18(0,05); 8(0,04)
21	$K_i < 0,1$
22	$K_i < 0,1$
23	$K_i < 0,1$
24	9(0,29); 14,17(0,16); 5,10(0,15)

таблице после номера группы магнетита дан коэффициент  $K_i$  ( $0 < K'_i < 1$ ), который в первом приближении указывает содержание признаков той или иной группы в испытуемой. Генетическое значение этого коэффициента заключается в том, что он отражает как условия генерации магм (состав исходного субстрата, роль летучих и т.п.), так и условия их кристаллизации (температуру, кинетику процесса кристаллизации, явления дифференциации, гибридизма, вторичных изменений пород). Из таблицы следует ряд интересных генетических выводов.

Прежде всего выделенные группы пород достаточно индивидуальны ( $K_i < 0,40$ ), что делает расчленение их по магнетиту вполне

надежным. Наибольшую близость признаков обнаруживают магнетиты родственных групп. Так, магнетиты из кимберлитов и меймечитов родственны магнетитам щелочных базальтов и в меньшей мере – толеитовых интрузивных гипербазитов, что вполне увязывается с принадлежностью ультраосновных эфузивов к субшелочной ветви гипербазитовых магм. Ближайшими соседями интрузивных гипербазитов оказываются оливин–анортитовые (т.е. ультраосновные) включения в базальтах и толеитовые габброиды. Поскольку гипербазитовые магнетиты отбирались только из пород габбро–верлитовой и троктолит–кортландитовой формаций, можно предполагать их принадлежность к габброидному ряду. Вместе с тем большой вес в гипербазитовом магнетите признаков магнетита из включений может указывать на повышенную температуру минералообразования в гипербазитах. Гидротермальные магнетиты (группы 3,4, 13,20–22) достаточно далеки от остальных в силу низкотемпературных условий образования и специфики гидротермального режима.

Как и следовало ожидать, магнетитам из толеитовых базальтов близки магнетиты из включений и ксенолитов в них и из толеитовых андезитов. Это лишний раз указывает на участие базальтоидного расплава в кристаллизации оливин–анортитовых включений. Когерентность признаков магнетитов из щелочных базальтов и из интрузивных гипербазитов в некоторой мере обусловлена присутствием в щелочных базальтах ультраосновных включений.

Промежуточный характер, а для коллекции авторов – и более кислый, диабазовых комплексов (группы 7,8) подчеркивается их близостью с толеитовыми андезитами, базальтами и габброидами. Гранофировые диабазы базальт–андезит–липаритовой формации Приморья (группа 7) обнаруживают отчетливую связь с кислыми эфузивами и гранитами. Габброидные магнетиты несут признаки, с одной стороны, толеитовых гипербазитов и основных роговиков, с другой – монцонитоидов и плагиогранитов. Причиной последнего служит изменение части анализированных магнетитов под влиянием гранитоидных гидротерм. Связи магнетитов из монцонитоидов, трахиандезитов и плагиогранитов указывают на комагматичность этих пород и на возможные процессы гибридизма при их формировании. Наличие у магнетитов из трахиандезитов и трахигабазальтов тенденций кислых эфузивов обусловлено присутствием в анализированной коллекции пород, близких к трахиадцитам и трахиалипаратам.

Ряд близости плагиогранитных магнетитов (монцонитоиды, габброиды и андезиты) подчеркивает их базальтоидный характер. Наиболее близкими соседями магнетитов из кислых эфузивов оказываются магнетиты из гранофировых диабазов базальт–андезит–липаритовой формации юго–западного Приморья, что не оставляет сомнения в комагматичности основных и кислых членов этой формации. Магнетиты из щелочных гранитов достаточно индивидуальны. Слабая связь их только с магнетитами гранитоидов, возможно, указы-

Таблица 54

Результаты оценки генетической принадлежности магнетитов из габброидов различной формации

Номер группы	Формация	Классы подобия		
11	Тректолит-кортландитовая	7(0,45); 8(0,16); 2(0,12)	12(0,29); 5(0,14);	14(0,19); 15(0,13);
12	Мелкоглубинных габброидов	7(0,39); 9(0,16); 8(0,10)	11(0,29); 5(0,14);	2(0,28); 14(0,13);
13	Габбро-диабазовая	3(0,17); 14(0,12);	5(0,17); 16(0,11)	15(0,12);
14	Гранитных комплексов	16(0,30); 15(0,18);	10(0,21); 7(0,13);	11(0,19); 12(0,13); 13(0,12)
15	Габбро-верлитовая	16(0,36); 8(0,16); 10(0,11);	3(0,23); 11(0,13); 5(0,10)	14(0,18); 13(0,12);

Примечание. Цифры перед скобкой (1-15) – номера генетических групп магнетита: 1-2 – ультраосновные эфузивы (1) и интрузивы (2); 3-4 – толеитовые (3) и щелочные (4) базальты; 5-6 – толеитовые (5) и гранитоидные диабазы (6); 7 – габброиды; 8 – монzonитоиды; 9 – роговики и ксенолиты габброидов; 10 – диориты и плагиограниты; 16 – гидротермальные магнетиты из габброидов. Цифры в скобках – коэффициент подобия.

вает на принадлежность приморских щелочных гранитов к гранитоидному ряду.

В качестве конкретного примера оценки по магнетитам генетической принадлежности магматических пород приведем данные по габброидным комплексам. При описании магнетитов основных пород по геологическим и минералого-геохимическим признакам выделено пять комплексов. Из них в тректолит-кортландитовом и габбро-верлитовом комплексах габброиды ассоциируют с гипербазитами, остальные – автономны, причем связь мелкоглубинных и габбро-гранитоидных интрузий с другими комплексами не ясна. Магнетиты перечисленных комплексов сравнивались с магнетитами эталонной коллекции (см. табл. 50).

Из табл. 54 следует, что магнетиты только тректолит-кортландитовой и мелкоглубинной формаций обнаруживают сильное родство со средним габброидным магнетитом и между собой. В числе род-

Таблица 55

Средние составы магнетитов из гранитоидных и монцонитоид-

Номер группы	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	MgO	MnO	Cr
24	1,13	1,22	93,44	0,44	0,21	95
25	2,00	1,47	91,99	0,46	0,57	234
26	3,46	1,50	91,54	0,32	0,66	163
31	0,99	1,80	92,14	0,30	0,12	516
32	1,48	2,00	92,42	0,67	0,14	1034
33	2,17	1,26	95,6	0,25	0,16	1095
34	0,86	2,00	92,42	0,67	0,16	1619
36	0,79	2,76	93,56	0,34	0,23	874
29	0,41	2,61	95,48	0,30	0,16	99
28	1,87	2,96	90,60	0,50	0,53	285
27	1,97	1,45	92,44	0,60	0,52	344
30	1,67	1,90	94,43	0,78	0,57	135
35	0,95	1,61	90,29	0,75	0,16	1775
38	10,03	3,05	82,95	1,02	1,81	1037
39	4,61	1,60	88,03	0,70	0,40	1491
37	2,50	1,20	95,53	0,36	0,55	287

Примечание. 24 – включения в гранитах и 25 – граниты Прибрежной зоны Приморья (Валентиновский, Владимирский массивы); 26 – граниты Валентиновского массива; 27 – граниты Владимираского массива; 28 – южнoprиморские граниты (Водопаденский массив); 29 – адамеллиты и 30 – граниты Охотского вулканического пояса; 31 – включения в гранодиоритах Синегорского и Дальнегорского массивов Приморья; 33 – гранодиориты Дальнегор-

ственных им групп оказываются толеитовые диабазы, базальты и гипербазиты, что свидетельствует о высокотемпературном характере этих интрузий и о связи их с гипербазитами. Выделенные мелкоглубинные габброиды по этим признакам следует относить к троктолит–кордилитовой формации. Появление среди родственных этим двум комплексам монцонитоидной группы указывает на возможную генетическую их связь, поскольку в ряде районов Дальнего Востока троктолит–кордилитовые комплексы предшествуют монцонитоидным.

Габбро–диабазовый комплекс, как и следовало ожидать, связан с толеитовыми диабазами и базальтами.

Пестрый набор родственных связей магнетитов из габброидов гранитоидных комплексов (диориты, плагиограниты, габброиды) отражает сложность генезиса и разнородность этой группы пород.

## ных комплексов Дальнего Востока

V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
2100	22	38	53	43	235	73	42
2050	33	59	202	41	416	24	57
1776	39	32	422	55	340	21	34
2777	108	25	47	25	200	32	57
2440	103	36	142	17	305	23	69
3150	124	43	141	24	511	53	75
2306	81	59	161	11	437	13	26
4226	49	53	45	14	186	20	77
2325	22	36	187	6	143	20	106
1226	26	23	74	206	383	32	49
2962	75	86	206	24	370	28	132
1415	55	34	266	440	55	49	127
2012	112	49	255	17	150	30	52
1867	84	53	186	37	6016	16	252
4370	224	40	65	20	400	9	86
1393	153	35	67	185	32	44	213

ского массива; 34 – гранодиориты Синегорских массивов; 35 – гранодиориты Нижне-Арминского массива; 36 – гранодиориты Охотского пояса; 37 – гранитоиды Вилиганского массива (Балыгычан-Сугойская структура, Охотско-Чукотский вулканический пояс); 38 – кислые эфузивы горы Аарат (Приморье); 39 – монцонитоиды гор Аарат и Березовая.

Габброиды габбро-верлитовой формации коррелируют с толеитовыми базальтами и габбро-диабазами. Это приводит к выводам о чуждости этих габброидов более ранним верлитовым фазам и о родстве с габбро-диабазовой формацией. Судя по близости магнетита последних двух формаций гидротермально-измененным магнетитам из габброидов, состав магнетита претерпел значительные преобразования в процессе метаморфизма.

Подводя итог, отметим, что по анализам магнетитов габброиды только троктолит-кортландитовой формации обнаруживают связь с гипербазитами и, следовательно, с глубинными очагами. Все остальные формации, видимо, относятся к производным более высоких оболочек Земли.

Предпринята также попытка генетической корреляции гранитоидных и монцонитоидных комплексов Дальнего Востока. Среди них рассмотрены представители из различных структурно-фацальных

зон, в которых расположены отличные друг от друга месторождения, что позволяет сравнивать магмы различной рудной специализации. В табл. 55 приведены средние составы магнетита гранитоидных комплексов, а также проблематичных меланократовых включений в гранитах и гранодиоритах.

Сравнение средних составов магнетита в ряду гранодиорит-адамеллит-гранит для всех комплексов показывает устойчивое повышение содержаний Mn, Zr и Sn снижение доли Cr и Ni, т.е. элементов, чувствительных к щелочности-основности (по  $\text{SiO}_2$ ) магм. Региональная особенность магнетитов из пород Охотского вулканогенного пояса — повышенная меденосность, южноприморские адамеллиты (Водопадненский массив) аномально обогащены оловом. Остальные элементы не имеют четко выраженных региональных особенностей, хотя одни массивы расположены в зоне полиметаллической минерализации (Дальнегорские), а другие локализованы на оловоносных территориях, т.е. металлогеническая специализация гранитоидных расплавов, если она существует, не находит отчетливого отражения в составе магнетита.

Расчет генетической близости магнетитов из гранитоидных комплексов (табл. 56) по эталонной коллекции (см. табл. 50) показывает, что магнетиты гранитов и адамеллитов верхнемеловых приморских интрузивов (группы 25–28) близки между собой и близки среднему магнетиту из гранитов, несмотря на то что они находятся в различных структурно-фацальных зонах. Специфика отдельных массивов подчеркивается различием в величинах коэффициента  $K_i$ . Так, в числе родственных прибрежным гранитоидам (Валентиновский, Владимирский и другие массивы) образований оказываются кислые эфузивы, что подчеркивает их комагматичность и близко-верхностный характер кристаллизации гранитов. Наличие у магнетитов Владимира массива гранодиоритовых и андезитовых тенденций обусловлено присутствием в этом массиве более основных разностей, обилием меланократовых шлиров, возможно, свидетельствующих о процессах гибридизма. Южноприморские граниты по магнетитам довольно специфичны и обнаруживают отдаленное сходство с гранитами Прибрежной зоны. Граниты и адамеллиты Охотского вулканического пояса и Колымы характеризуются каждый индивидуальным набором признаков ( $K_i < 0,12$ ) магнетита, отличающим их от приморских аналогов и друг от друга.

В отличие от гранитов и адамеллитов все группы гранодиоритов имеют сходные параметры магнетитов, поскольку эти породы сохраняют больше признаков исходных магм. В числе родственных гранодиоритам образований на первом месте оказывается средний гранодиорит. Высокая степень родства Дальнегорских гранодиоритов (группы 32–33) с габброидами, толеитовыми базальтами, трахиандезитами и монцонитоидами указывает на более основной состав гранитоидных магм этого района, обусловленный неглубоким залеганием здесь базальтового слоя и снижением мощности земной коры. Охотские гранодиориты имеют отчетливый плагиогранит-

Таблица 56

Коэффициенты подобия магнетитов ( $K_t$ ) гранитоидных комплексов Дальнего Востока

Номер группы	Классы подобия			
24	25(0,25); 31(0,11);	19(0,21); 17(0,09)	27(0,14);	28(0,12);
25	19(0,49); 18(0,13); 18(0,12);	26(0,26); 19(0,26); 8(0,10);	27(0,26); 25(0,26); 24(0,09)	24(0,25); 27(0,14);
27	25(0,26); 26(0,14); 14(0,11);	19(0,21); 17(0,14); 33(0,10);	31(0,15); 29(0,12);	24(0,14); 15(0,11);
28	24(0,12);	25(0,09)		
29	27(0,12);	19(0,11)		
30	37(0,09)			
31	17(0,26); 10(0,18); 34(0,13);	33(0,23); 38(0,17); 35(0,13);	32(0,23); 16(0,15); 24(0,11)	36(0,21); 27(0,15);
32	17(0,45); 33(0,22); 38(0,15);	34(0,35); 36(0,18); 9(0,13);	35(0,27); 10(0,17); 16(0,12);	31(0,23); 15(0,15); 5(0,11)
33	17(0,24); 38(0,16); 9(0,14);	31(0,23); 36(0,15); 16(0,12);	32(0,22); 34(0,15); 14(0,10);	15(0,18); 10(0,14); 35(0,10);
34	32(0,35); 33(0,15);	17(0,30); 31(0,13);	35(0,22); 16(0,10)	36(0,15);
35	17(0,36); 33(0,10)	32(0,27);	34(0,21);	31(0,13);
36	16(0,25); 34(0,15); 9(0,10)	31(0,21); 33(0,15);	32(0,18); 14(0,10);	17(0,17); 38(0,10);
37	30(0,09)			
38	18(0,17)			
39	10(0,64); 16(0,15); 14(0,10)	15(0,20); 9(0,12);	31(0,17); 17(0,12);	33(0,16); 36(0,10);

ный характер. Напротив, гранодиоритам Синегорья, Главного антиклинария (Нижне-Арминский массив) свойственны гранитные тенденции магнетита.

Магнетиты были привлечены также для решения вопросов генезиса проблематичных включений в гранитоидах. Последние представ-

лены меланократовыми шлирами, полосами и стяжениями и широко распространены в гранитоидах Прибрежной зоны. По некоторым взглядам [38] они являются в разной степени переработанными ксенолитами более основных пород или ранними кристаллизатами гранитных магм [28]. С.А. Коренбаум и Г.А. Валуй [25] считают их продуктами поздней кристаллизации обогащенных летучими участков гранитоидных магм. Сравнивая магнетиты включенияй (см. табл. 55, группы 24, 31) и вмещающих их гранитоидов (группы 25, 32), следует отметить, что во включениях магнетиты беднее Ti, Al, Mg, Mn, Cr, Co, Zr, Zn и Cu и богаче Sn и Pb, чем их аналоги во вмещающих гранитах и гранодиоритах, т.е. по выведенным ранее критериям они более низкотемпературные и более "сиалические" в сравнении с магнетитами вмещающих гранитоидов. По расчетам генетической близости (см. табл. 56) включения обнаруживают полное сходство с вмещающими гранитоидами и, наоборот, лишены признаков основных пород. Включения в гранодиоритах имеют дальнее родство с монцонитоидами, однако эти же признаки свойственны и самим гранодиоритам. Приведенные данные позволяют утверждать, что магнетит включений в изученных гранитоидах действительно кристаллизовался из гранитоидной магмы на поздних этапах становления интрузивов при более низкой температуре. Представляется маловероятным, чтобы отмеченный выше более "сиалический" характер магнетитов включений был результатом переработки основных пород гранитоидной магмой, ибо в этом случае химический потенциал таких элементов, как Ti, Al, Mg, Cr, Ni, Co и Cu в основной породе не может быть ниже, чем во вмещающей гранитной магме. Пониженные концентрации Mn и Zr и повышенные – Pb и Sn в магнетитах включений позволяют предполагать, что остаточный расплав (флюид) имел пониженную щелочность (в сравнении с родоначальной гранитоидной магмой) и был обогашен Sn и Pb. Последние элементы в описываемых массивах формируют мелкие рудопроявления.

Рассмотренные признаки характеризуют в основном магнетит группы меланократовых шлиров в гранитоидах или сильно переработанных ксеногенных включений. Магнетит же слабо переработанных ранних автоксеногенных включений имеет несколько иное распределение микроэлементов. Так, магнетиты меланократовых включений Солонцовской структуры содержат больше Cr, Ni, V, Zn и меньше Zr и Sn, чем магнетиты вмещающих гранодиорит-порфиров. Поэтому следует признать, что вопрос о природе как самих включений, так и присутствующего в них магнетита требует специального изучения.

Магнетиты кислых эфузивов горы Аарат и монцонитоидов этого же района ( массивы гор Аарат, Березовой) достаточно индивидуальны (см. табл. 56) и сходны с магнетитами из средних типов этих пород. Слабые связи монцонитоидных магнетитов и магнетитов из гранодиоритов Дальнегорского района, возможно, указывают на принадлежность этих комплексов к одному магматическому циклу.

Приведенные данные показывают, что магнетит может быть надежным критерием при формационном расчленении магматических пород. Преимущество его заключается в том, что с помощью предлагаемой методики расчета учитываются как геохимическая специфика исходных магм, так и условия кристаллизации отдельных интрузивов.

## ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ МАГНЕТИТА В ПОИСКОВЫХ ЦЕЛЯХ

Специфика состава и элементов-примесей магнетитов различных генетических групп и разработанная методика их математической идентификации позволяют использовать этот минерал как минералогический критерий при поисковых работах. Особенно успешные результаты могут быть получены при изучении протяженных морских россыпей. Авторами сделана попытка расшифровать спектр возможных поставщиков магнетита в ряде россыпей Дальнего Востока. Не меньший интерес подобная работа представляла бы и для поисков рудных месторождений, однако авторы не обладают для этого достаточной эталонной коллекцией рудных магнетитов.

В качестве эталонной коллекции использованы магнетиты самых разнообразных по составу и генезису групп (табл. 57), по которым имеются статистически надежные выборки. Чтобы продемонстрировать возможности предлагаемого метода математического обсчета результатов, в эталонную коллекцию включены заведомо "инородные" группы (кимберлиты Якутии, комплексы Станового хребта и т.п.).

Один из исследуемых районов (рис. 10) расположен в Южном Приморье, на побережье бухты Руднева. Здесь отобрано и изучено около 40 шлихов по рекам Большая и Малая Руднева и по побережью бухты Руднева. Фундаментом района служат интенсивно дислокированные и гранитизированные среднепалеозойские амфиболовые габброиды (анненские) со шлирами и жилами габбро-пегматитов. Габброиды перекрываются терригennыми, существенно песчаниковыми отложениями верхней перми - мезозоя и прорываются разнообразными интрузиями. Среди последних выделяются гипабиссальные гранодиорит-гранитные комплексы перми и мелкоглубинные гранитные, диорит-порфировые, габбро-диабазовые и дакит-липаритовые массивы мел-палеогенового возраста. Микроскопическое изучение пород показывает, что магнетит в заметных количествах содержится в зонах взаимодействия габброидов с гранитоидами (часто имеющих клинопироксен-калишпатовый состав), в краевых частях гранитоидных тел, особенно высокотемпературных, в качестве акцессория в дайках основного-среднего состава. В габбро-идах магнетит присутствует только в жилах и шлирах габбро-пегматитов, образующихся при метаморфизме габброидов. В районе известны также мелкие тела монцонитоидов с магнетитом.

Таблица 57

Элементы-примеси важнейших генетических групп магнетитов

Номер группы	Ti, %	Cr	V	Ni	Co	
1	1,64	221	3787	220	273	
2	1,82	4267	3240	463	297	
3	9,3	350	2240	80	173	
4	0,20	8867	274	1016	263	
5	4,69	308	3703	106	92	
6	1,93	871	2500	55	54	
7	0,62	63	2870	59	72	
8	0,03	30	76	33	280	
9	5,8	1097	6300	232	377	
10	0,53	20	550	1983	213	
11	6,69	560	4667	42	37	
12	8,68	60	2125	28	18	
13	9,07	1682	5583	269	237	
14	8,55	4877	1217	303	415	
15	7,34	1957	5510	159	316	
16	1,70	1245	3351	56	57	
17	1,43	2300	4275	144	76	
18	2,62	164	1611	28	41	
19	2,2	1900	1100	85	97	
20	0,13	30	652	35	188	
21	3,53	244	1456	32	42	
22	0,13	54	33	5	5	
23	0,39	2306	778	196	66	
24	0,07	30	340	50	68	
25	0,06	30	44	16	21	
26	1,48	30	330	2	15	
27	1,77	46	701	2	5	
28	3,43	2436	7483	221	80	
29	4,67	2950	370	330	180	

Примечание. 1 - гнездовые и вкрапленные руды в пироксенитах Качканара (Урал); 2 - сингенетическая вкрапленность в гипербазитах (Урал, Дальний Восток); 3 - гнездовые руды в пироксенитах Кокшаровского массива; 4 - гидротермальная минерализация в серпентинитах; 5 - сплошные руды (месторождение Ковдор); 6 - сингенетическая вкрапленность в габброидах (Урал, Дальний Восток); 7 - гнездовая вкрапленность в габбро-пегматитах Приморья; 8 - вкрапленность в габбро-амфиболитах Станового хребта; 9 - кварц-магнетитовые жилы в амфиболитах Станового хребта; 10 - контактовые роговики и ксенолиты; 11 - медно-никелевые руды; 12-21 - сингенетическая вкрапленность в: 12 - толеитовых диабазах, 13 - диабазах гранитоидных комплексов, 14 - толеитовых

( $1 \cdot 10^{-4}\%$ )

Mn	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
2486	48	5	451	6	45
3607	48	28	304	5	34
3700	81	8	860	3	76
1767	15	19	310	17	14
2240	51	15	663	15	30
978	45	7	274	4	42
773	18	7	665	4	51
3320	22	2	354	83	226
2967	62	8	1120	30	106
2617	80	11	507	6	255
1950	48	15	713	8	77
5525	160	22	605	29	52
3660	72	8	792	7	366
4800	126	5	345	2	483
3340	89	11	556	5	136
2401	234	17	598	18	41
2000	292	32	259	49	293
5234	45	29	830	30	68
3900	38	63	1100	76	280
18700	85	7	2100	12	3
5614	236	43	1977	101	28
561	22	3	209	4	13
9468	55	12	397	8	5
1425	38	7	315	4	2
2182	18	419	494	21	24
11400	390	66	380	27	4
9025	112	36	415	7	7
2619	163	30	528	18	108
12800	320	11	320	16	27

базальтах, 15 - щелочных базальтах, 16 - оливин-плагиоклазовых включениях в базальтах Камчатки и Курил, 17 - плагиогранитах и граноциоритах, 18 - гранитах Момбиассанского массива (Центральный Сихотэ-Алинь), 19 - гранитах (всех), 20 - аplitах Момбиассанского массива, 21 - скарноиды в сиенитах горы Благодать (Урал); 22 - сингенетическая вкрапленность в кислых эффузивах; 23-24 - переотложенные гидротермальные руды в амфиболитах и кварцитах Станового хребта; 25 - скарноиды в трапах (Коршуновское месторождение); 26 - скарны Приморья; 27 - грейзены Приморья; 28-30 - сингенетическая вкрапленность в: 28 - щелочных гранитах Приморья, 29 - монцонитоидах, 30 - кимберлитах и меймечитах.

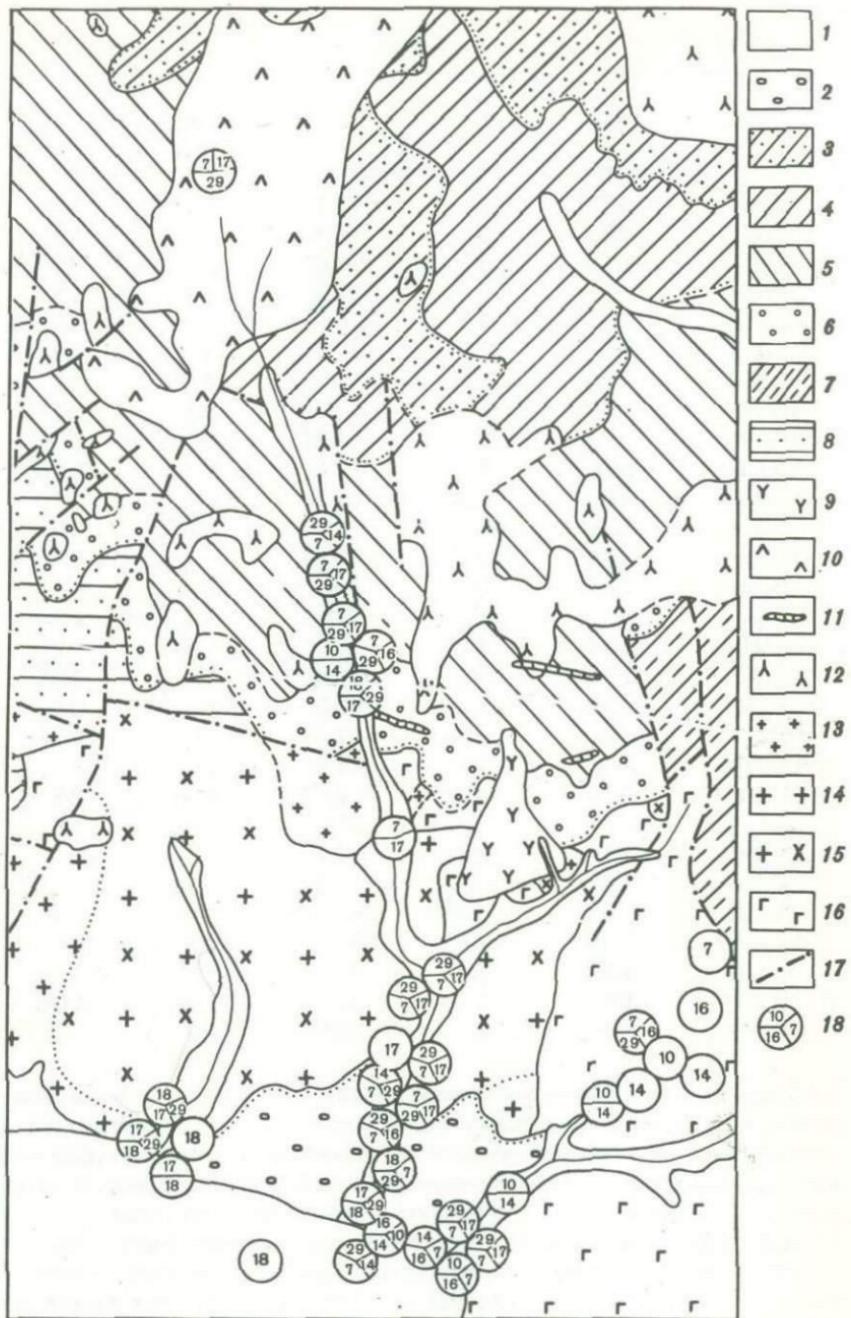


Рис. 10. Схема геологического строения и состав магнетита в шлихах районах бухты Руднева (Южное Приморье)

1 - четвертичные отложения; 2 - плиоценовые валунники, галечники, пески; 3 - верхнеюрские аркозовые песчаники, гравелиты, алевриты; 4 - нижнеюрские песчаники, алевролиты, прослои углистых сланцев; 5 - нижне-среднетриасовые аргиллиты, песчаники; 6 - нижнетриасовые песчаники, алевролиты, прослои конгломератов, гравелитов; 7 - верхнепермские углистые слюдистые песчаники и алевролиты; 8 - нижнепермские конгломераты, аркозовые песчаники, прослои углистых и глинистых сланцев; 9-12 - позднемеловые малые интрузии и дайки; 9 - порфириты; 10 - диориты и гранодиориты; 11 - диоритовые порфириты (дайки) и 12 - штоки; 13-16 - средне-палеозойские интрузивные породы; 13 - аляскитовые граниты и апタイトы; 14 - лейкократовые граниты; 15 - гранодиориты и кварцевые диориты; 16 - габбро и диориты; 17 - тектонические нарушения; 18 - шлиховая проба, внутри кружка показаны номера групп магнетита и их удельное содержание

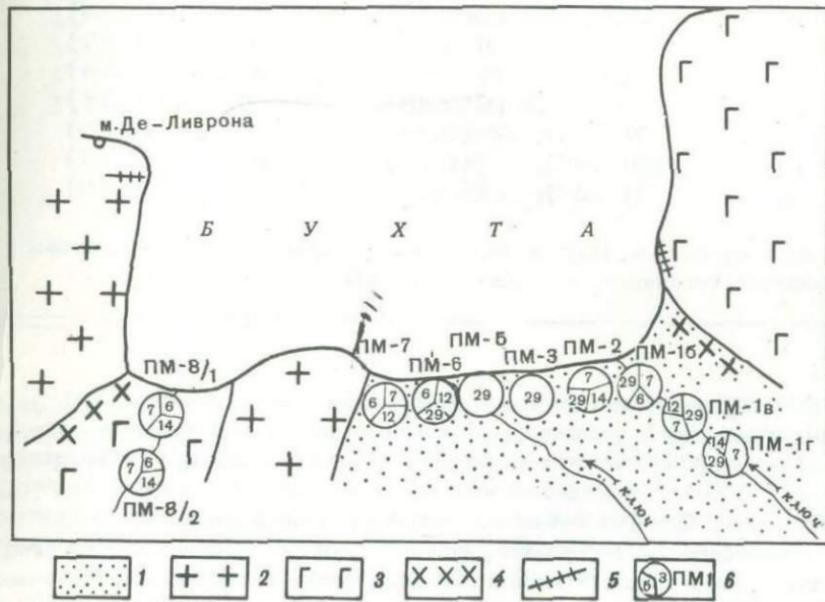


Рис. 11. Схема шлихового опробования морского побережья мыса Де-Ливрана

1 - пески; 2 - мусковитовые граниты; 3 - амфиболовые габбро; 4 - зоны роговиков по габброидам; 5 - дайки андезитов и порфириотов; 6 - шлиховая проба и ее номер, внутри кружка показаны номера групп магнетита и их удельное содержание

Таблица 58

Результаты математической оценки генетической принадлеж-

Номер образца	Классы подобия
1	7(0,30); 29(0,23); 16(0,18); 14(0,16)
21	7(0,27); 29(0,18); 14(0,15); 17(0,15)
23	16(0,19); 14(0,16); 7(0,14); 10(0,12)
34	14(0,09); 10(0,09)
35	17(0,33); 18(0,33); 29(0,15); 7(0,11)
37	18(0,25); 17(0,18); 29(0,11)
38	7(0,19); 29(0,02)
39	16(0,06); 7(0,04)
40	14(0,08); 10(0,07)
41	29(0,11); 7(0,10); 16(0,10)
42	10(0,10); 14(0,08)
43	14(0,11); 10(0,09)
44	14(0,12); 16(0,10); 10(0,09)
45	16(0,17); 10(0,17); 7(0,15); 14(0,14)
46	7(0,32); 29(0,25); 17(0,19); 14(0,17)
68	14(0,23); 16(0,20); 10(0,16); 7(0,14)
72	29(0,33); 18(0,25); 7(0,18); 17(0,16)
73	7(0,34); 29(0,21); 16(0,21); 14(0,20)
74	29(0,37); 7(0,22); 17(0,20); 18(0,17)
75	7(0,27); 14(0,21); 29(0,18); 16(0,16)

Примечание. Цифрой перед скобкой обозначен номер группы эталонной коллекции, в скобках – коэффициент подобия  $K_i$ .

Расшифровка состава магнетитов из шлихов (табл. 58, 59) показывает, что в аллювии р. Большая Руднева преобладает магнетит из габбро-пегматитов (группа 7), гранодиоритов и гранитов (группы 17-18) и монцонитоидов (группа 29), т.е. пород, слагающих район. Следует отметить, что в эталонной коллекции в группе 7 преобладают габбро-пегматиты в разной степени гранитизированные, в том числе и из изученного района. В группе 29 под термином "монцонитоиды" объединены условно породы высокотемпературных контактов базитов (габброидов, диабазов) с калиевыми гранитоидами и сиенитами, что указывает на широкое развитие подобных контактов в изученном районе.

В устье кл. Кирпичный, как и в прилегающей части бухты, преобладает снос с массива гранодиоритов (обр. 35, 37, 100, 101, 109). Несколько иная картина наблюдается по р. Малая Руднева

Номер образца	Классы подобия
76	7(0,27); 29(0,23); 17(0,18); 16(0,15)
78	7(0,29); 29(0,25); 17(0,17); 14(0,16)
79	7(0,25); 29(0,23); 17(0,19); 16(0,12)
80	17(0,12) 7(0,08)
81	18(0,20); 17(0,17); 29(0,14)
83	7(0,21); 29(0,19); 17(0,14); 16(0,14)
84	29(0,18); 7(0,15); 17(0,12)
85	29(0,18); 7(0,15); 17(0,14)
86	14(0,12); 10(0,11)
87	29(0,24); 7(0,21); 16(0,18); 14(0,16)
88	17(0,22); 18(0,16); 19(0,13); 7(0,12)
100	18(0,10)
101	18(0,14); 17(0,13)
104	29(0,11); 18(0,09); 17(0,09)
105	17(0,14); 7(0,11); 29(0,09)
107	18(0,14)
109	29(0,43); 7(0,22); 17(0,16); 18(0,14)

и по левому притоку р. Большая Руднева. Здесь отмечаются высокотемпературные магнетиты, близкие по составу к магнетитам толеитовых базальтов, ксенолитов и включений в них (группы 10, 14, 16), которые прослеживаются до устья ключа. Единичные пробы подобного состава встречаются и по р. Большая Руднева (обр. 86), однако во всех перечисленных случаях близость изученных магнетитов к эталонным невелика ( $K_i > 8$ ). Этот факт свидетельствует о том, что в изученном районе имеются мелкие тела толеитовых базальтов, диабазов, андезитов и их субвуликанических разностей, не закартированные при съемке, хотя, возможно, подобными характеристиками здесь обладают магнетиты высокотемпературных роговиков. Кстати, породы эффузивного облика отмечались О.И.Горбатюком в гальке. Интересно также отметить, что в пробах, отобранных в делювии или на террасе (обр. 41) р. Малая Руднева,

Таблица 59

Результаты ориентировочного расчета состава магнетитов из шлихов р. Руднева (в скобках – содержание соответствующей группы магнетита в шлихе)

Номер образца	Группа магнетита и ее содержание			Номер образца	Группа магнетита и ее содержание		
1	7(40);	29(36);	14(24)	76	7(40);	29(34);	17(26)
21	7(45);	29(30);	14(25)	78	7(41);	29(35);	17(24)
23	16(39);	14(33);	7(28)	79	7(38);	29(34);	17(28)
35	17(41);	18(41);	29(18)	81	18(40);	17(33);	29(27)
37	18(47);	17(33);	29(20)	83	7(39);	29(35);	17(26)
41	29(35);	7(33);	16(32)	84	29(40);	7(33);	17(27)
44	14(54);	16(46)		85	29(38);	7(32);	17(30)
45	16(35);	10(34);	7(31)	86	14(53);	10(47)	
46	7(42);	29(33);	17(25)	87	29(38);	7(33);	16(29)
68	14(39);	16(34);	10(27)	88	17(43);	18(31);	29(26)
72	29(44);	18(32);	7(24)	101	18(51);	17(49)	
73	7(44);	29(28);	16(28)	105	17(57);	7(43)	
74	29(46);	7(28);	17(26)	109	29(53);	7(27);	17(20)
75	7(40);	14(32);	29(28)				

Таблица 60

Состав и элементы-примеси магнетитов из россыпей Дальнего

№ п/п	Номер образца	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	MgO	MnO	Cr
1	PC-1	3,0	–	–	–	0,38	6700
2	PC-2	3,0	–	–	–	0,40	8300
3	PC-3	8,3	–	–	–	0,52	6500
4	PC-4	10,0	–	–	–	1,03	5300
5	Я-1	2,46	1,17	95,2	0,45	0,22	2400
6	Я-2	2,29	1,96	94,9	0,40	0,20	1600
7	Я-3	4,00	2,00	94,1	0,19	0,39	1800
8	Я-4	3,05	1,14	94,9	0,48	0,22	1600
9	Я-5	0,70	1,47	97,6	0,05	0,10	4000
10	ПМ-1	6,2	1,41	91,5	0,82	0,26	550
11	ПМ-1а	4,97	1,89	93,0	0,01	0,18	760
12	ПМ-1б	6,44	2,38	93,1	0,96	0,20	630
13	ПМ-1в	5,85	1,92	91,6	0,47	0,22	1000
14	ПМ-1г	5,53	1,41	92,6	0,31	0,23	870
15	ПМ-2	6,18	3,19	89,9	0,69	0,22	690
16	ПМ-3	3,2	–	–	–	0,17	500
17	ПМ-5	2,2	–	–	–	0,12	130
18	ПМ-6	6,47	2,50	90,6	0,30	0,19	550
19	ПМ-7	9,7	1,87	87,70	0,51	0,28	380
20	ПМ-8/1	7,27	4,02	87,32	0,61	0,34	950
21	ПМ-8/2	7,86	1,66	90,4	0,00	0,32	870
22	ПМ-9	7,85	3,79	87,6	0,50	0,32	870

преобладает основной спектр магнетитов района (группы 7, 17, 29).

Проведенная расшифровка состава магнетитов могла бы быть более детальной при наличии статистически надежной эталонной коллекции магнетитов из коренных пород и с измерением термо-ЭДС магнетитов. В частности, измерения термо-ЭДС магнетитов позволили бы выделить среди них эффузивные разности.

Восточнее описанного района, по побережью у мыса Де-Ливрон изучалась морская россыпь бухты (рис. 11). Берега бухты сложены среднепалеозойскими метаморфизованными (анненскими) габброидами и прорывающими мусковитовыми (тафунскими) гранитами.

Повсеместно по побережью развиты дайки диабазовых и андезитовых порфиритов. Расшифровка состава магнетитов из шлихов (табл. 60, 61) показывает, что основным источником этого минерала здесь служили габбро-пегматиты, габбро и монцонитоиды (контактовые роговики по габброидам), в отдельных участках наблюдаются магнетиты толеит-базальтового и диабазового (группа 12) облика. Эта тенденция обузвана высокотемпературному метаморфизму габброидов гранитами, если судить по приуроченности этих магнетитов к контакту габброидов и гранит-

#### Востока

V	Ni	Co	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu
4800	190	100	34	35	1000	4	7
6300	240	130	120	18	1700	4	7
4100	170	75	34	21	1000	4	7
2800	140	120	56	20	870	7	10
2000	92	86	190	6	570	20	14
1200	53	64	110	30	550	59	11
1700	83	73	120	6	520	25	12
3500	83	88	150	6	460	16	5
1900	160	74	420	11	260	9	15
5000	110	45	46	6	210	12	11
8100	85	55	60	14	220	9	1
5000	100	50	52	10	300	10	14
10000	110	78	69	4	260	14	4
7600	100	63	55	8	230	10	7
5800	120	55	48	10	260	14	16
3500	120	40	39	87	220	11	44
490	120	25	29	-	120		66
3400	100	42	45	36	470	12	4
2300	100	36	39	9	460	14	2
5200	140	63	60	9	1000	18	8
4100	130	56	59	8	870	16	13
6100	140	63	74	6	1100	18	4

Таблица 61

Результаты математической оценки генетической принадлеж-

ПМ-1	ПМ-1а	ПМ-1б	ПМ-1в	ПМ-1г	ПМ-2	ПМ-3
<u>29(41)</u> 0,24	<u>29(38)</u> 0,25	<u>7(42)</u> 0,31	<u>14(40)</u> 0,18	<u>7(42)</u> 0,28	<u>7(45)</u> 0,32	<u>29</u> 0,07
<u>7(36)</u> 0,21	<u>7(38)</u> 0,25	<u>6(30)</u> 0,22	<u>7(31)</u> 0,14	<u>14(30)</u> 0,20	<u>29(28)</u> 0,29	-
<u>12(33)</u> 0,13	<u>12(24)</u> 0,15	<u>20(28)</u> 0,20	<u>16(29)</u> 0,14	<u>29(28)</u> 0,15	<u>14(27)</u> 0,18	-
<u>6</u> 0,11	<u>61</u> 0,14	<u>-12</u> 0,18	<u>10</u> 0,13	<u>16</u> 0,14	<u>6</u> 0,18	-
<u>14</u> 0,10	<u>14</u> 0,13	<u>16</u> 0,17	<u>12</u> 0,13	<u>10</u> 0,14	<u>16</u> 0,17	-

Примечание. В числителе — номер группы, в знаменателе — коэффициент  $K_i$ ; в скобках — содержание группы в шлихе.

Таблица 62

Элементы-примеси магнетита гидротермальных рудопроявлений

Номер группы	Ti	Cr	V	Ni	Co	Mn
1	195	20	22	21	84	610
2	100	30	42	16	10	1200
3	520	20	57	17	23	1400
4	60	20	39	3	10	1600
5	480	15	170	22	14	190
6	87	20	75	10	13	1950
7	44	20	52	4	39	2400
8	280	36	20	1	20	67000
9	77	100	30	72	8	930
10	2200	77	40	33	610	1650
11	33	20	15	8	27	3400
12	130	20	115	7	65	3800
13	500	24	560	230	810	1000
14	1900	46	310	245	260	350
15	7000	487	5500	175	78	1800

Примечание. 1 — Фестивальное; 2 — Кабаргинское; 3 — Антоновское; 4-5 — Вознесенское; 4 — Южный; 5 — Северный фланг месторождения; 6 — Ново-Николаевское; 7 — Першинское; 8 — Бе-

ности магнетита из некоторых россыпей Дальнего Востока

ПМ-5	ПМ-6	ПМ-7	ПМ-8/1	ПМ-8/2	ПМ-9	Я-1	Я-2
$\frac{6}{0,12}$	$\frac{12(37)}{0,24}$	$\frac{6(43)}{0,31}$	$\frac{7(42)}{0,29}$	$\frac{7(43)}{0,30}$	$\frac{7(39)}{0,21}$	$\frac{7(35)}{0,19}$	$\frac{19(61)}{0,28}$
$\frac{29}{0,08}$	$\frac{6(32)}{0,19}$	$\frac{12(29)}{0,21}$	$\frac{14(31)}{0,21}$	$\frac{14(30)}{0,21}$	$\frac{14(35)}{0,19}$	$\frac{17(33)}{0,18}$	$\frac{17(39)}{0,18}$
-	$\frac{29(31)}{0,19}$	$\frac{7(28)}{0,19}$	$\frac{6(27)}{0,20}$	$\frac{6(27)}{0,19}$	$\frac{6(25)}{0,14}$	$\frac{29(32)}{0,17}$	-
-	$\frac{7}{0,12}$	$\frac{3}{0,17}$	$\frac{-12}{0,18}$	$\frac{12}{0,17}$	$\frac{10}{0,14}$	$\frac{16}{0,13}$	-
-	$\frac{19}{0,10}$	$\frac{16}{0,14}$	$\frac{29}{0,16}$	$\frac{29}{0,16}$	$\frac{3}{0,13}$	$\frac{15}{0,12}$	

Zr	Sn	Zn	Pb	Cu	Число образцов
28	193	140	13	290	6
18	826	550	16	17	10
25	240	170	1	23	2
14	330	2200	11	23	6
17	320	220	20	3	2
13	2100	3150	14	45	2
12	290	900	30	10	10
325	2000	21800	14	1	6
16	60	1100	9	68	2
185	54	240	100	71	4
13	5	170	140	91	3
25	73	490	41	24	3
10	2	270	5	130	2
27	2	295	34	15	2
53	7	300	38	270	5

логорское; 9 - Кимовское; 10 - Дальнегорское; 11 - Барабаш-  
ское; 12 - Кедровское; 13 - Большой Пелис; 14 - Каменушкин-  
ское; 15 - Кирганикское месторождение.

Таблица 63

Коэффициенты подобия ( $K_i$ ) магнетита гидротермальных рудопроявлений

Номер группы	Классы подобия
1	3(0,039); 11(0,022); 12(0,014)
2	6(0,129); 7(0,064); 4(0,055)
3	1(0,039); 9(0,016)
4	6(0,172); 7(0,134); 2(0,055)
5	2(0,039)
6	4(0,186); 2(0,129); 7(0,054)
7	4(0,134); 12(0,093); 2(0,070); 6(0,059)
8	7(0,004)
9	2(0,018); 3(0,016); 7(0,012)
10	1(0,022); 12(0,020)
11	12(0,023)
12	7(0,093); 4(0,040)
13	14(0,018)
14	15(0,020)
15	14(0,020)

Примечание. Цифры перед скобкой – номер группы, в скобках – коэффициент  $K_i$ .

тов. В самих же габброидах и гранитах магнетит отсутствует.

Изучение магнетитового концентрата морской россыпи Тюмень-Ула (юго-западное побережье Амурского залива), любезно предоставленного авторам М.Я.Ямпольской, показывает (см. табл. 60, обр. Я-1), что, несмотря на широкое развитие диабазов, базальтов и габброидов в прилегающем материковом обрамлении, основным поставщиком магнетита в россыпь служат плагиограниты и продукты их взаимодействия с габброидами (группы 7, 29). В отдельных точках (обр. Я-5) преобладает магнетит из гранитов.

Были изучены также магнетиты скарновых и некоторых гидротермальных рудопроявлений и месторождений Приморья и Камчатки (табл. 62). Установлено, что магнетиты оловоносных скарнов (Фестивальное, Кабаргинское, Вознесенское, Першинское) аномально обогащены оловом, в магнетитах полиметаллических рудопроявлений (Дальнегорское, Кимовское) преобладают цинк и свинец. Эти эле-

менты, а также медь содержатся в повышенных количествах в магнетитах оловоносных рудопроявлений в тех случаях, когда на оловоносные ассоциации наложена поздняя полиметаллическая минерализация. Найдены отмеченных ранее Zn<sup>+</sup> Mg<sup>+</sup> Mn содержащих магнетитов в скарнах Белогорского месторождения, локализованных непосредственно на контакте известняков и гранитов, позволяют утверждать, что формирование оловянной и полиметаллической минерализации – единый процесс, связанный с внедрением определенных гранитов.

Магнетиты скарнов в известняках Хасанского района Приморья (Барабашевские, Кедровые) обнаруживают слабую тенденцию к обогащению полиметаллической компонентой. В скарноидах по базитам (Большой Пелис, Каменушкинское рудопроявление) магнетит отличается магнитными примесями – Ti, V, Co, Ni. Наконец, магнетит из щелочных метасоматитов в базальтах медного Кирганикского рудопроявления насыщен Ti, Cr, V, Ni, Co и Cu.

Таким образом, низкотемпературные магнетиты из рудных проявлений несут отчетливую рудную нагрузку исходных гидротерм, что позволяет использовать этот минерал для поисков рудных зон. В то же время аномальное обогащение магнетита одним–двумя элементами в этом случае затрудняет оценку близости различных рудопроявлений. Тем не менее расчет степени близости магнетитов различных рудопроявлений (табл. 63) показывает, что генетически близкие рудопроявления объединяются в группы. Так, скары Фестивального месторождения, несущие минералы меди и вольфрама, обнаруживают близость к скарнам Хасанского района, где известны проявления медной и вольфрамовой минерализации. Кабаргинское месторождение оказывается в одной группе с родственными ему Вознесенским, Ново-Николаевским и Першинским месторождениями.

Открытое недавно Антоновское рудопроявление на основании близости Фестивальному и Кимовскому месторождениям рекомендовано авторами к проведению разведочных работ. Несмотря на аномальный состав магнетита, Белогорское месторождение имеет отдаленное сходство только с близлежащим Першинским месторождением.

В заключение отметим основные этапы изучения магнетитов по предлагаемой методике.

1. Отбор эталонной коллекции магнетитов по коренным породам изучаемого района.
2. Отбор шлихов по определенной сетке из делювия или водотоков.
3. Выделение и очистка магнитной фракции (60–200 мг).
4. Измерение термо-ЭДС (20–40 зерен) для оценки доли эффузивных и низкотемпературных (расплавившихся) магнетитов.

5. Анализ магнетитов на микро- и макроэлементы.

6. Математическая расфильтровка шлихов по эталонной коллекции.

Для более детальной расфильтровки шлихов можно рекомендовать разделение пробы на фракции по магнитности с помощью магнита Сочнева.

Следует также отметить, что в ряде случаев вполне информативными для расчленения магнетитов могут оказаться только содержания микроэлементов и, следовательно, можно исключить определения термо-ЭДС и макроэлементов. Все аналитические работы достаточно просты и экспрессны - 80-100 проб в неделю.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение магнетита изверженных пород позволяет наметить две группы парагенезисов микроэлементов, соответствующие двум параллельным ветвям родоначальных магм. Магнетит производных щелочноземельных магм характеризуется парагенезисом сидерофильных примесей – Ti, Cr, V, Ni, Co. В породах щелочного ряда в магнетитах стабилен парагенезис литофильных элементов – Zr, Mn, Ti, Sn. Абсолютные содержания элементов падают в первом случае и возрастают во втором по мере повышения кислотности (по  $\text{SiO}_2$ ) пород. Уровень содержаний элементов-примесей в магнетитах одной группы всегда выше в эффузивных разностях, чем в интрузивных, что обусловлено образованием большинством микроэлементов самостоятельных фаз при кристаллизации в интрузивных условиях. Этот факт может быть использован при решении вопросов рудной специализации магм. Магнетитам гидротермальных рудных месторождений свойственно аномальное накопление профирирующих для месторождения рудных элементов.

Приведенные в работе данные показывают, что парагенезис микроэлементов магнетита может служить надежным критерием при расчленении магматических комплексов и решении ряда практических задач поисков полезных ископаемых. В частности, предлагаемая методика может с успехом использоваться при реконструкции состава пород дна Мирового океана. Для решения этой задачи необходимо внимательное изучение магнитной фракции донных проб, поскольку она является концентратом мелких фрагментов всех пород обширных участков морского дна, не доступных для взятия образцов коренных пород. Кроме того, магнетиты и шпинели могут быть информативны при восстановлении источников, формировавших лунный реголит. Простота и экспрессность получения констант магнетита позволяют рекомендовать предлагаемый метод к широкому апробированию в практике поисково-съемочных работ. Вместе с тем авторы отмечают и недостатки этого метода, вытекающие из невозможности в ряде случаев получить чистый материал для исследований. Исходя из этого, данная работа рассматривается как первая часть исследований по магнетитам. Вторая часть, включающая электронно-зондовое и мессбауэровское изучение магнетита, будет завершена в ближайшие 2–3 года.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Барсанов Г.П. Новый минерал группы шпинели — ишкулит. — Докл. АН СССР, 1941, т. 31, № 5, с. 468.
2. Баскина В.А. Ультраосновные вулканические породы. — Геол. и геофиз., 1975, № 8, с. 3-18.
3. Богатиков О.А., Карпова О.В., Печерский Д.М., Торопова Э.В. Гомогенизация титаномагнетита и восстановление состава первичного магнетита. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 7, с. 68-79.
4. Бондаренко В.Н. Статистические решения некоторых задач геологии. М.: Недра, 1970. 244 с.
5. Борисенко Л.Ф., Лапин А.В. О концентрациях элементов-примесей в титаномагнетите эндогенных месторождений различных типов. — Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 6, с. 1441-1444.
6. Вахрушев В.А. Элементы-примеси акцессорного магнетита как критерий для генетического расчленения гранитоидов Алтае-Саянской области. — Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 3, с. 707-709.
7. Вахрушев В.А., Кривенко А.П. Особенности состава и внутреннего строения титаномагнетита дифференцированных габброидных интрузивов Алтае-Саянской области. — Докл. АН СССР, 1966, т. 169, № 2, с. 430-433.
8. Вахрушев В.А., Прокопьев П.Г. Первично-магматические сульфидные образования в базальтах океанической коры и во включениях ультраосновных пород. — Геол. рудн. месторожд., 1969, № 6, с. 14-26.
9. Вахрушев В.А. Рудные минералы изверженных пород и их значение при петрологических исследованиях. Новосибирск: Наука, 1973. 124 с.
10. Волынец О.Н., Щека С.А., Дубик Ю.М. Оливин-анортитовые включения вулканов Камчатки и Курил. — В кн.: Включения в вулканических породах Камчатки и Курил. М.: Наука, 1978, с. 124-168.
11. Вржосек А.А. О находке кортландитов в Южном Приморье. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР. Хабаровск, 1967, с. 183-185.
12. Вржосек А.А. Некоторые особенности позднепермского магматизма и металлогении Хасанско-Гродековской зоны. — В кн.: Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1971, с. 305-308.
13. Вржосек А.А. Габбро-кортландитовый комплекс Юго-Западного Приморья. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973, с. 49-52.
14. Вржосек А.А. Габбро-диабазовая формация Хасанско-Гродековской складчатой зоны. — В кн.: Базиты и гипербазиты Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976, с. 68-85.
15. Горбатов Г.А. Термоэлектрические свойства пирита и галенита и возможная их связь с температурой минералообразования. — В кн.: Методы исследования минерального сырья. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 106-121.

16. Горбатов Г.А. Методика статистического анализа термоэлектродвигущих сил природных кристаллов галенита. — Мин. сырье, 1961, вып. 3, с. 108–115.
17. Горбатов Г.А. К вопросу об изменчивости термоэлектродвигущих сил природных минералов—полупроводников. — Мин. сырье, 1961, вып. 3, с. 116–121.
18. Зимин С.С., Щека С.А. О никеленосности базитовых формаций Ставропольского хребта. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Якутской АССР. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1962, с. 245–252.
19. Зимин С.С., Щека С.А., Ленников А.М. Формации основных иультраосновных пород протерозойского обрамления Алданского щита. — В кн.: Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1964, с. 101–122.
20. Зимин С.С. и др. Интрузивные комплексы Северо-Восточной Кореи и Юго-Западного Приморья. — В кн.: Магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Кореи и юга Приморья. М.: Наука, 1966, с. 7–116.
21. Зимин С.С. Парагенезы офиолитов и верхняя мантия. М.: Наука, 1973. 252 с.
22. Зимин С.С. Формация никеленосных роговообманковых базитов Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1973. 91 с.
23. Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев Н.В., Наговская Г.И. Интрузивные серии северного Сихотэ-Алиня и нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 283 с.
24. Иоффе А.Ф. Физика полупроводников. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 49 с.
25. Коренбаум С.А., Валуй Г.А. Некоторые особенности петрографии и кристаллизации гранитоидов Мутухинского интрузива (Приморье). — В кн.: Магматические породы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973, с. 193–222.
26. Ланкова Т.В. Количественное спектрографическое определение элементов-примесей в цирконах и магнетитах. — В кн.: Спектроскопия и ее применение в геофизике и химии. Новосибирск: Наука, 1975, с. 120–122.
27. Левашев Г.Б., Стрижкова А.А., Голубева Э.Д. Геохимия олова в гранитоидах различных структурно-формационных зон Приморья. — Геохимия, 1971, № 9, с. 1041–1058.
28. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Избранные труды. №.: Изд-во АН СССР, 1955. Т. IV. 448 с.
29. Ляхович В.В. Редкие элементы в акцессорных минералах гранитоидов. М.: Недра, 1973. 309 с.
30. Никифорова И.К. Минералого-петрографические и геохимические особенности монцонитоидов западной части Бикинского прогиба. — В кн.: Магматические породы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973, с. 137–170.
31. Нестеренко Г.В., Лактионова Н.В., Медведева Л.С. Значение сульфидной формы меди (никеля, кобальта) в андезито-базальтах Чили. Геохимия, 1974, № 1, с. 89–94.
32. Петрова Л.В., Татарский В.Б. Кремнисто-кальциевый магнетит Коршуновского месторождения. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1975, вып. 104, № 3, с. 301–309.
33. Рамдор П. О широко распространенном парагенезисе рудных минералов, возникающих при серпентинизации. — Геол. рудн. месторожд., 1967, № 2, с. 121–128.

34. Сканави Г.И., Каштанова А.М. К методике измерения коэффициента термоэлектродвижущей силы полупроводников. — ЖТФ, 1956, № 264, с. 895.
35. Устинев Е.К. Охотский структурный пояс и проблема вулкано-плутонических формаций. — В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 161–183.
36. Францессон Е.В. Петрология кимберлитов. М.: Недра, 1968. 199 с.
37. Чашухин И.С., Юников Б.А. О составе магнетитов из серпентинитов Урала. — Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 1, с. 186–188.
38. Шипулин Ф.К. Интрузивные породы юго-восточного Приморья и связь с ними оруденения. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1957, вып. 8. 282 с.
39. Щека С.А., Калмыкова Т.Ф. К оценке относительных температур формирования пирротинов методом термо-ЭДС. — В кн.: Геохимия и минералогия магматогенных образований. Владивосток: ДВФ СО АН СССР, 1968, с. 101–106.
40. Щека С.А., Старков Г.Н. О сопряженности состава интрузивов и литолого-фацального состава вмещающих толщ (на примере базитов и гипербазитов Камчатки). — Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 3, с. 710–713.
41. Щека С.А., Куренцова Н.А., Моисеенко В.Г., Макарова Ж.А. Петрографо-геохимические особенности гипербазитов Индийского океана в связи с проблемой мантии. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969, с. 200–207.
42. Щека С.А., Чудакова Ю.С., Кувакин Г.В. Об аортитовых включениях вулкана Кихпиньч. — В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогенеза северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток: ДВФ СО АН СССР, 1970, с. 112–116.
43. Щека С.А. Некоторые общие закономерности эволюции базит-гипербазитового магматизма (на примере Приморья). — В кн.: Основные проблемы металлогенеза Тихоокеанского пояса. Владивосток: ДВФ АН СССР, 1971, с. 300–303.
44. Щека С.А., Октябрьский Р.А., Вржосек А.А., Старков Г.Н. Некоторые закономерности базит-гипербазитового магматизма в Приморье. — В кн.: Магматические породы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973, с. 9–61.
45. Щека С.А., Куренцова Н.А., Романенко И.М., Чубаров В.М. Кремнистые магнетиты. — В кн.: Микроэлементы в минералах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976, с. 100–107.
46. Щека С.А. Меймечит — пикритовый комплекс Сихотэ-Алиня. — Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 2, с. 444–447.
47. Щека С.А. Zn-Mn-содержащий марганцевый магнетит из Приморья. — В кн.: Минералогические исследования. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
48. Akimoto S. Thermomagnetic study of ferromagnetic minerals contained in igneous rocks. — J. Geomagn. Geoelectr., 1954, v. 6, p. 1–14.
49. Aramaki Sh. Petrology and liquidus temperature of the magma of the 1970 eruption of Akita-Komagatake volcano, northeastern Japan. — J. Japan Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol., 1973, v. 68, N 4, p. 101–124.
50. Armstrong R.J., Morrise Q.H., Sawatzky G.A. Mossbauer study of ferric ions in the tetrahedral and octahedral sites of spinel. — Phys. Letters, 1966, v. 23, p. 414–416.
51. Barth T.F.W., Posnjak E. The spinel structure: an example of variate atom equipoints. — J. Wash. Acad. Sci., 1931, v. 21, p. 255.

52. Bragg W.H. The structure of the spinel group of crystals. — Phil. Mag., 1915, v. 30, p. 305.  
 53. Chevallier R., Bolfa J., Mathieu S. Titanomagnetites et ilmenites ferromagnétiques. — Bull. Soc. Franc. Mineral. Crystallogr., 1955, v. 78, p. 307—346.  
 54. Creer K.M., Ibbetson J. Electron microprobe analysis and magnetic properties of non-stoichiometric titanomagnetites in basaltic rocks. Geophys. J., 1970, v. 21, p. 485—511.  
 55. Creer K.M., Stephenson Q. Some consequences of aluminium and magnesium impurities in naturally occurring titanomagnetites. — J. Geophys. Res., 1972, v. 77, N 20, p. 3698—3710.  
 56. Daniels J.M., Rosencwaig A. Mössbauer spectra of the stoichiometric and non-stoichiometric magnetite. — J. Phys. Chem. Solids, 1969, v. 30, N 6, p. 1561—1571.  
 57. De Waal S.A., Calk L.C. Nickel minerals from Barberton, South Africa. V. 1. Liebenbergite, a nickel olivine. — Amer. Min., 1973, v. 58, N 78, p. 733—735.  
 58. Elsdon R. Iron-titanium oxide minerals in the Upper Layered Series, Kap Edvard Holm, East Greenland. — Min. Mag., 1973, N 300, p. 946—956.  
 59. Ferguson T.S. Proceeding of the 4-th Berkeley symposium on mathematical statistics and probability, 1961, v. 1, p. 253.  
 60. Frankel J.J. South African Journ. Sci. 1942, v. 38, N 152.  
 61. Frölich F. Leitfähigkeitsbereiche der spinell und korundtypminerale und ihre leitungsmechanismen. Monatsber. Dtsh. Akad. Wiss. Berlin, 1968, v. 10, N 7.  
 62. Hollander N.B. Electron microprobe analyses of spinels and their alteration product from Mansarp and Taberg, Sweden. — Amer. Min., 1968, v. 53, N 11—12, p. 1918—1928.  
 63. Issiki N. Petrology of Hachijo-jima volcano group, seven Izu Islands, Japan. — J. Facult. Sci. Univ. Tokyo, 1963, v. XV, pt. 1, p. 91—134.  
 64. Jensen S.D., Shive P.N. Cation distribution in sintered titanomagnetites. — J. Geophys. Res., 1973, v. 78, p. 8474—8480.  
 65. Johansson K. Mineralogische Mitteilungen. — Zeits. Krist. 1928, v. 68, p. 87.  
 66. Lewis J.F. Chemical composition and physical properties of magnetite from the ejected plutonic blocks of the Soufrière volcano, St. Vincent, West Indies. — Amer. Min., 1970, v. 55, N 5—6, p. 793—807.  
 67. Lewis J.F. Petrology of the ejected plutonic blocks of the Soufrière volcano, St. Vincent, West Indies. — J. Petrol., 1973, v. 14, N 1, p. 81—112.  
 68. Miller A. Distribution of cations in spinel. — J. Appl. Phys., 1959, v. 30, N 4, p. 24—25.  
 69. Molineux T.C. X-ray data and chemical analysis of some titanomagnetites and ilmenite samples from the Bushweld Complex, South Africa. — Min. Mag., 1972, v. 38, p. 863—871.  
 70. Muir J.E., Naldrett A.J. A natural occurrence of two-phase chromium-bearing spinels. — Can. Mineral., 1973, v. 11, N 1, p. 930—939.  
 71. Neel L. Some theoretical aspects of rock magnetism. — Advan. Phys., 1955, v. 4, p. 191—243.  
 72. Nickel E.N. The new mineral cuprospinel ( $CuFe_2O_4$ ) and other spinels from an oxidized ore Dumptat Bail Verte, Newfoundland. — Can. Mineral., 1973, v. 11, N 1, p. 1003—1007.  
 73. Nishikawa S. Proc. Tokyo Math. Phys. Soc. 1915, v. 8, p. 199.

74. Oshima O. Compositional variations of magnetite during the eruption and their bearing on the stage of crystallization of magma of Futatsudake, Harauna volcano. — Min. Mag. Jap., 1971, v. 6, N 4, p. 249–263.
75. Palache C. The minerals of Franklin and Sterling Hill, Sussex County, New Jersey. US. Geol. Surv. Prof. Paper, 1935, p. 180.
76. Prevot M., Mergoil J. Crystallization trend of titanomagnetites in alkali basalt from Saint-Clement (massif Central France). — Min. Mag., 1973, v. 39, N 304, p. 474–481.
77. Ramdohr P. Ulvöspinel and its significance in iron-titan ores. — Econ. Geol., 1953, N 8, p. 132–148.
78. Richter D.N., Murata K.J. Xenolithes nodulas in the 1800–1801 Kaupulehu flow of Hualalai volcano. US Geol. Surv. Res. Prof. Paper. 424 B, 1961, p. 215–218.
79. Sanver M., O'Reilly W. Identification of naturally occurring non-stoichiometric titanomagnetites. — Phys. Earth Planet. Interior, 1969, v. ?, p. 166–174.
80. Shcheka S.A., Romanenko I.M., Chubarov V.M., Kurentsova N.A. Silica-bearing magnetites. — Contr. Mineral. Petrol., 1977, v. 63, p. 103–111.
81. Stephenson A. The temperature dependent cation distribution in titanomagnetites. — Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 1969, v. 18, p. 199–210.
82. Stout M.Z., Bayliss P. Crystal structure of a natural titanomagnetite. — Can. Miner., 1975, v. 13, pt. 1, p. 86–88.
83. Telkes M. Thermoelectric power and electrical resistivity of minerals. — Amer. Min., 1950, N 7–8, p. 536.
84. Weber H.P., Hafner St. Vacancy distribution in non-stoichiometric magnetites. — Z. Cryst., 1971, bd. 173, p. 327–340.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ . . . . .	3
Глава I	
МЕТОДИКА ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ . . . . .	5
Лабораторные методы выделения и анализа магнетита . . . . .	-
Математическая обработка данных . . . . .	7
Состав, структура и физические свойства магнетита . . . . .	14
Глава II	
СПЕЦИФИКА ИЗУЧЕНИЯ МАГНЕТИТА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ГРУПП . . . . .	33
Ультраосновные породы . . . . .	-
Сравнительная характеристика магнетитов ультраосновных пород	45
Основные породы . . . . .	50
Сравнительная характеристика состава магнетитов из основных пород	66
Средние и кислые породы . . . . .	71
Щелочные породы . . . . .	100
Глава III	
ПРИМЕРЫ РЕШЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ С ПРИМЕНЕНИЕМ МАГНЕТИТА . . . . .	113
Оценка генезиса и корреляции магматических комплексов по дан- ным изучения магнетита . . . . .	-
Об использовании магнетита в поисковых целях . . . . .	127
ЗАКЛЮЧЕНИЕ . . . . .	141
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	142

## **ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ МАГНЕТИТА**

*Утверждено к печати  
Дальневосточным геологическим  
институтом ДВНЦ АН СССР*

Редактор издательства *Н.В. Знаменская*  
Художественный редактор *С.А. Литвак*  
Технический редактор *Т.М. Нагишкина*  
ИБ № 16082

Подписано к печати 15.11.79. Т - 20516  
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Печать офсетная. Усл.печ.л. 9,3.  
Уч.-изд.л. 9,6. Тираж 600 экз.  
Тип. зак.736 . Цена 1 р. 40 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,  
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;  
Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука",  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 p. 40 к.

3110