

М.: Изд-во АН СССР, 1961. 8. *Туровский С. Д.* О минералого-геохимическом признаке генетической связи постмагматических рудных проявлений с интрузивными породами.—Докл. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 6. 9. *Туровский С. Д.* Минералого-геохимические особенности изверженных пород как индикатор металлогенической специализации интрузивных комплексов. — В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М.: Недра, 1964. 10. *Фоминых В. Г., Ярош Н. А.* Распределение элементов семейства железа в различных генетических типах гранитоидов Урала. — В кн.: Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Свердловск, 1972. 11. *Хазов Р. А.* Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья. — Л.:Наука, 1973. 12. *Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г.* Состав акцессорного титаномагне-тита в различных типах гранитоидов Урала. — Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 5.

Статья поступила в редколлегию 31.01.83

УДК 550.8528.94:622.7

Б. И. ПИРОГОВ, И. В. ХОЛОШИН
(Кривой Рог. Горнорудный институт)

**ОЦЕНКА НЕОДНОРОДНОСТИ МАГНЕТИТОВ
КОВДОРСКОГО МАССИВА
ПРИ РЕГИОНАЛЬНО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЯХ**

Магнетитам железных руд Ковдорского массива посвящено значительное количество работ, среди которых особо следует выделить исследования О. М. Римской-Корсаковой [3], Г. П. Кудрявцевой [1] и Л. В. Чернышевой [5]. Именно в этих работах с использованием широкого круга современных методов анализа впервые обращено внимание на неоднородность состава и строения минерала в различных разновидностях руд и пород массива, выделено несколько генераций магнетита, рассмотрены особенности их состава и характерные свойства. Однако все эти наблюдения, выполненные по небольшому количеству проб, не дают возможности четко проследить эволюцию морфологии, конституции и свойств магнетитов в отдельных его участках, блоках с глубиной, с учетом широко развитых процессов апатитизации и карбонатизации. Наряду с эволюцией необходимо выявить глубину и характер неоднородности минерала, найти параметры, позволяющие количественно оценить его неоднородность, и увязать их с технологическими особенностями руд, позволяющими управлять их усреднением на горнообогатительном комбинате, перерабатывающем руды Ковдорского месторождения — одного из крупнейших в массиве.

Существенны проявления магнетитовой минерализации и во вмещающих породах массива — гипербазитах (в виде жил), пироксенитах и ийолитах (в виде вкрапленников), а также нередко его выделения на флогопит-верликулитовом месторождении. При регионально-минералогических исследованиях основное внимание по выявлению закономерностей в изменчивости конституции, состава и свойств магнетитов было сосредоточено нами на изучении Ковдорского бадделеит-apatит-магнетитового месторождения.

Особенности неоднородности магнетитов месторождения связаны с определенными закономерностями изменчивости их морфологии, гранулометрии и кристаллохимии, обусловленными эволюцией условий и механизма зарождения, роста и изменения индивидов и агрегатов минерала. Они выявлены методом минералогического картирования, позволившего составить карты, характеризующие эволюцию кристалломорфологии магнетитов месторождения,

особенности их неоднородности—конституции и свойств.

В основу методики изучения магнетитов положен принцип тесной взаимосвязи геолого-структурной позиции месторождения с закономерностями изменения морфологических признаков и свойств минерала. То есть сложный, длительный и вместе с тем прерывистый процесс формирования руд месторождения безусловно отразился на генезисе минеральных индивидов и агрегатов, на их анатомии, конституции, химических и физических свойствах, на кристаллохимии и гранулометрии. При опробовании руд Ковдорского месторождения было отобрано 220 минералогических проб (массой 5...6 кг) для исследования минерального состава руд и неоднородности магнетитов, 70 технологических проб (массой 20...40кг), которые позволяли проследить закономерности в изменении технологических показателей обогащения, а также 33 минералогические пробы по другим рудопроявлениям массива. Пробы отобраны более или менее равномерно по площади рудного тела Ковдорского месторождения и характеризуют все разновидности руд. Кроме того, было отобрано 300 образцов с целью изучения особенностей минералов, ассоциирующих с магнетитом: апатита, карбоната, форстерита и флогопита.

Минералогическое картирование Ковдорского месторождения осуществлялось в масштабе 1 : 2000.

Это месторождение локализуется в юго-западном экзоконтакте одноименного плутона ультраосновных-щелочных пород и приурочено к участку сочленения трех линейных зон разрывных нарушений: северо-западной (320—330°), располагающейся на контакте ийолитов и пироксенитов, северо-восточной (50—60°), контролируемой горстообразным поднятием, и субмеридиональной (10—15°). Это нашло свое отражение в структурном строении месторождения. На Ковдорском месторождении выделяется два типа разрывных нарушений: линейные и кольцевые, с которыми связана вся история формирования месторождения. Наши исследования показали, что к зонам линейных разрывных нарушений приурочены апатитизированные разновидности руд, а к кольцевым структурам тяготеют карбонатизированные руды (рис. 1). Это определяет не только различные соотношения породообразующих минералов, но и особенности всех парагенных минералов.

Внешние зоны месторождения сложены мелкозернистыми апатит-форстеритовыми породами, пересекаемыми многочисленными апатит-магнетитовыми жилами. Ближе к центру отмечаются: форстерит-магнетитовые, апатит-форстерит-магнетитовые, карбонат-форстерит-магнетитовые и, наконец, кальцит-магнетитовые руды с тетраферрифлогопитом и клиногумитом. Все типы руд секутся кальцитовыми и доломитовыми карбонатитами.

В большинстве упомянутых выше пород и руд месторождения и примыкающих к нему рудопоявлений в качестве главного или постоянного второстепенного минерала присутствует магнетит. Он является не только одним из основных рудных компонентов на месторождении, но и одним из наиболее распространенных «сквозных» минералов. Магнетит выделяется на протяжении длительного диапазона температур, встречается в разнообразных парагенетических ассоциациях и в связи с этим может служить показателем условий кристаллизации всех ассоциирующих с ним минералов, что особенно важно в связи с комплексной переработкой руд Ковдорского месторождения.

При изучении магнетитов и сосуществующих с ними минералов применяли методику комплексного исследования, включающую минералогический, кристаллохимический и онтогенетический методы анализа с использованием большого числа современных физических, химических и физико-химических методов анализа. Как правило, все виды анализов выполнялись по одним и тем же образцам, что облегчало их сопоставление и обеспечило высокую достоверность выводов. Закономерности в изменчивости всех свойств магнетита рассматривались

в региональном плане на фоне минералого-геохимической зональности и в зависимости от природных типов руд.

Так, исходя из анализа обширного материала и детального рассмотрения морфологии и гранулометрии магнетитов месторождения, было выделено 5 морфологических разновидностей минерала (табл. 1), что позволяет говорить о его пространственно-временной кристалломорфологической эволюции.

Эта эволюция определяется изменением параметров минерало-генетической среды и выражается в такой последовательности:

Крупнозернистые выделения
 $\{111\} \Rightarrow \{111\} + \{110\} \Rightarrow$
 Инверсия морфологии и гранулометрии
 Средне-мелкозернистые выделения –
 $\Rightarrow \{111\} + \{110\} \Rightarrow \{111\}$
 спорадически $\{111\} + \{110\} + \{100\}$
 спорадически $\{111\} + \{110\}$.

При этом отмечается изменение микроскульптур роста и растворения на поверхности кристаллов с постепенным уменьшением степени расчлененности гранного микрорельефа (в соответствии с данными В. Г. Фекличева [4], это результат понижения степени пересыщенности среды и уменьшения дефектности в строении индивидов магнетита).

Следует отметить, что морфология магнетитов вмещающих пород менее изменчива, чем кристалломорфология магнетитов Ковдорского месторождения. Это определяется полигенной природой их формирования. Наши исследования показали, что эволюция морфологии магнетитов месторождения связана с изменением условий роста индивидов и агрегатов и обусловлена проявлением наложенных процессов апатитизации и карбонатизации. На рис. 2 отобразена эволюция морфологии магнетита при апатитизации (прямая связь) и карбонатизации (обратная связь) — от октаэдра к октаэдру с широким проявлением граней ромбододекаэдра. Возрастание интенсивности апатитизации обуславливало кристаллизацию магнетитов в виде индивидов, форма которых определяется комбинацией граней октаэдра и ромбододекаэдра, причем, чем интенсивнее процесс, тем выше степень проявления граней ромбододекаэдра. Карбонатизация, являющаяся более поздним по времени процессом, способствовала кристаллизации индивидов магнетита в октаэдрической форме. Так, в наиболее карбонатизированных рудах — рудах «аномальной зоны» -

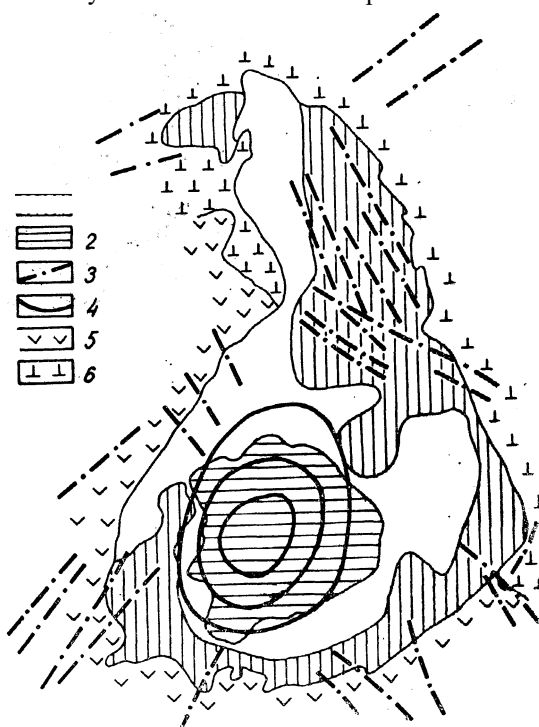


Рис. 1. Взаимосвязь структурного Ковдорского железорудного месторождения строения (по Е.М. Эпштейну) с размещением разновидностей руд:

1-апатитизированные руды; 2-карбонатизированные руды; 3-разломы; 4-линейно-кольцевые структуры; 5-ийолиты; 6-пироксениты.

они представлены только октаэдрическими кристаллами.

Неравномерный характер распределения наложенных процессов в геометрических контурах месторождения (результат геолого-структурной-

Таблица 1
Морфологические разновидности магнетитов месторождения

Морфологическая разновидность	Габитус кристаллов	Характер гранного микрорельефа	Средний размер кристаллов, мм
I	{111}	Весьма неровный	25
II	{111}+{110}		38
III	{110}+{111}	Неровный	13
IV	{111}+{110} реже {111}+{110}+{100}		21
V	{111} реже {111}+{100}	Ровный	25

Примечание: Для магнетитов третьего типа, соотношение суммарной площади октаэдрических граней и суммарной площади ромбододекаэдрических граней меньше 3,

позиции месторождения) и их последовательность и стадийность [2] определили и пространственную эволюцию морфологии минерала (рис. 3). При этом устанавливается кристалломорфологическая зональность рудоотложения. Изменение морфологии магнетита месторождения отражает основные закономерности изменения его конституции, состава и свойств. Проявление интенсивных процессов апатитизации обусловило рекристаллизацию кристаллов и зерен магнетитов, в то время как карбонатизация руд сопровождалась их перекристаллизацией. Отмечено, что наиболее существенные преобразования минерала происходили в средние стадии этих процессов.

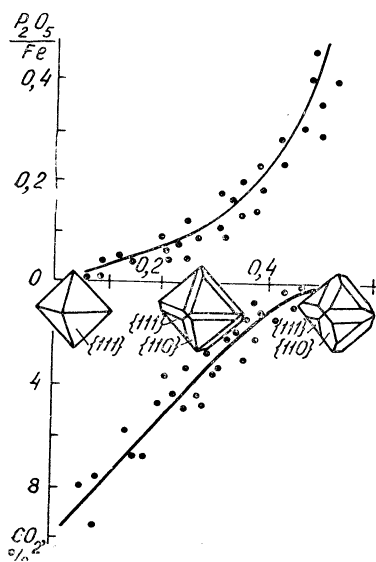


Рис. 2. Зависимость степени проявления граней ромбододекаэдра индивидов магнетита (отношение суммарной площади граней ромбододекаэдра к общей площади кристалла) от коэффициента фосфористости и содержания CO₂ в руде.

Микроскопическое и электронно-микроскопическое изучение, микро-рентгеноспектральный анализ, а также сопоставление ИК-спектров магнетита на позиции Fe [6] и Fe [4] с ИК-спектрами других минералов Ковдора (шпинели, слюд, апатита и др.) обнаруживает присутствие в магнетитах микровключений шпинели (плеонаста), ильменита и в меньшей мере ульвешпинели (рис. 4). Распределение микровключений в магнетитовой матрице крайне неравномерно: наряду с зонами насыщенными ими, встречаются участки магнетита практически гомогенного строения.

Результатом этого являются значительные колебания параметра элементарной ячейки A₀ в блоках кристаллов от 0,8381 до 0,8398 нм, хотя среднее значение параметра 0,8390 отвечает почти стехиометрически чистому магнетиту.

Большая информация об особенностях состава магнетитов месторождения может быть получена при определении точки Кюри методом термомагнитного анализа [1]. При этом очень эффективны построение и анализ кривых зависимости относительной намагниченности от температуры $J/J_{max} = f(t^{\circ}C)$. Этот метод позволяет решить вопрос о гетерогенности и количестве ферромагнитных фаз, определить точки Кюри (переход ферромагнетик-парамагнетик при определенной температуре) и получить предварительные сведения о составе и структуре минерала. Точка Кюри является мерой изоморфных примесей, закономерно изменяется в гетерогенном ферромагнитном минерале и не зависит от присутствия посторонних фаз.

Известно, что для стехиометрически чистого магнетита точка Кюри равна $585^{\circ}C$. Характер кривых нагрева и охлаждения для магнетитов различных категорий неоднородности по химическому составу (рис. 5) отличается существенно, подчеркивая прежде всего различия в кристаллической и магнитной структурах минерала, подчеркивая гетерогенность состава (различия в точках Кюри нагрева и охлаждения свидетельствуют о неоднородностях в структуре минерала). На кривой пробы Т-8 неоднородность в составе магнетита подчеркивается также и проявлением дополнительной точки Кюри в $456^{\circ}C$, характерной для выделений маггемита (минерала дефектной структуры). Результаты термомагнитных исследований позволяют сделать вывод о частичном окислении минерала, усиливающим характер его неоднородности и влияющим на изменчивость его магнитных свойств (магнитную жесткость, коэрцитивную силу и пр.).

При перекристаллизации (в меньшей мере рекристаллизации) наблюдается изменение формы и укрупнение зерен шпинели, ее перераспределение или даже обособление за пределами зерен магнетитов, сопровождающееся очисткой краевых зон магнетитовых зерен от микровключений. Результат этого — зональное строение магнетитов, что фиксируется площадными замерами значений термо-э.д.с., микротвердости и отражения, а также выявляется методом электролитического травления с HCl и HF (рис. 6).

Дополнительные данные о составе и размерах микровключений в магнетитах дают концентрационные профили элементов Mg, Al, Mn, Ti, полученные при микрозондовом анализе (рис. 6, в). Взаимосвязь Mg—Al, Ti—Mn, Ti—Mn—Al между собой свидетельствует о наличии и распределении включений шпинелевого состава (магнезиальные и титановые шпинели) и ильменита.

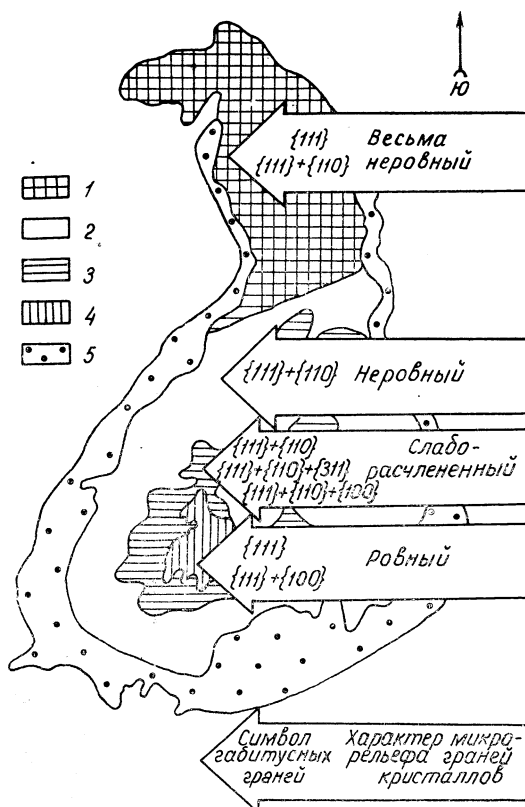


Рис. 3. Схема размещения морфологических разновидностей магнетитов Ковдорского железорудного месторождения.

Зоны распространения разновидностей магнетита: 1 — I, II; 2 — III; 3 — IV; 4 — V; 5 — маложелезистые руды

Микрозондовый анализ, проведенный нами по блокам магнетитов отдельных технологических проб (табл. 2), позволил выявить эволюцию состава магнетитов месторождения: значительно уменьшается во времени содержание шпинелевого и увеличивается содержание ильменитового и ульвешпинелевого компонентов, что приводит к увеличению молярного объема магнетитов.

Анализ данных химических анализов мономинеральных фракций минерала и определений на микрозонде позволил установить, что магнетиты пород и руд массива существенно различаются по составу (первые относятся ближе к титаномагнетитам, вторые — к магномагнетитам) и прослеживается определенная неоднородность в содержаниях железа в минерале, позволяющая наметить два принципиально отличных направления изменчивости. В породах массива содержание TiO_2 уменьшается от щелочных к ультраосновным и соответственно возрастает содержание железа от 66 ... 67 до 67 ... 68 %. В рудах — с возрастанием содержания Al_2O_3 увеличивается количество включений шпинели в магнетите, а содержание железа уменьшается от 68 ... 69 до 64 ... 65 %. По-видимому, это генеральная линия формирования магнетитов пород и руд Ковдорского массива, отражающая эволюцию рудного раствора — расплава.

Основная часть механических примесей в магнетитах и представлена весьма тонкими включениями (см. рис. 4), которые не извлекаются даже при измельчении 20 ... 30 мкм. Это дает основание учитывать при оценке степени неоднородности минерала суммарное количество изоморфных и весьма тонких механических примесей.

Однако только абсолютное содержание химических компонентов в магнетите (Fe_2O_3 , FeO , TiO_2 , Al_2O_3 и др.) не позволяет оценить степень его неоднородности. Близкие по содержанию железа магнетиты руд могут существенно отличаться по характеру и степени неоднородности (прежде всего разнообразными физическими свойствами) и, следовательно, давать магнетитовые концентраты с существенно разным содержанием железа. Для оценки руд и пород массива, кроме содержания железа в минерале, необходимо определить коэффициент неоднородности $K_n = Fe_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO)$ на гистограмме распределения которого выделяются магнетиты трех категорий неоднородности. Неравномерное замещение Fe^{2+} и Fe^{3+} в структуре минерала позволяет учитывать с помощью K_n не только абсолютное количество механических и изоморфных примесей (коэффициент парной корреляции между K_n и Fe в магнетите составляет $-0,81$), но и характер этих примесей. Так, в магнетитах с одинаковым содержанием железа (например, $T=24$ и $T=8$, см. табл. 2), но относящихся к различным категориям неоднородности, отмечаются и разные по составу микропримеси: магнезиально-титанистые для $T=24$ (I категория) и магнезиальные — для $T=8$ (III категория). Изменчивость особенностей конституции магнетитов месторождения четко фиксируется этими тремя категориями неоднородности, что выявляется соответственно в изменении разнообразных свойств минерала, в том числе и технологических (табл. 3).

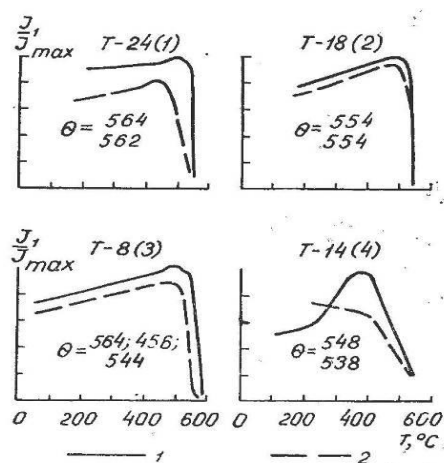


Рис. 5. Термомагнитные кривые магнетитов различной степени неоднородности по химическому составу:

- 1 — кривая нагревания;
- 2 — кривая охлаждения;
- Q — точка Кюри нагревания (охлаждения).

Отмечается высокая информативность оптических характеристик и значений термо-э.д.с. (коэффициент парной корреляции с содержанием Fe в минерале 0,95), что свидетельствует о высокоинформативном и надежном типоморфном признаке, количественно оцениваемом в комплексе с другими методами степень неоднородности магнетитов на различных стадиях процесса минералообразования.

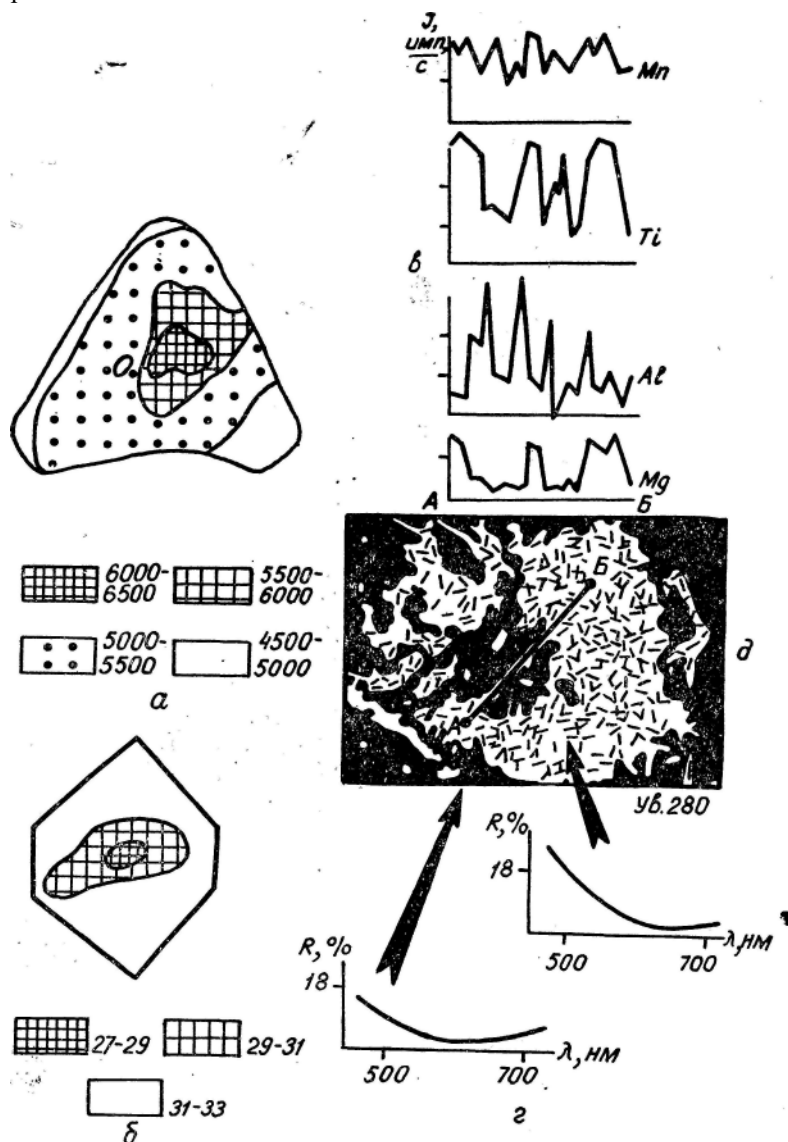


Рис. 6. Зональное строение индивидов магнетита, выявляемое площадными замерами твердости, МПа (а), термо-э.д.с., мкВ/°С (б), профильным микрозондированием (в), точечными замерами отражательной способности (г), травлением НГ (д).

По распределению магнетитов трех категорий неоднородности составлена карта неоднородности (рис. 7), которая может служить основой геолого-технологической карты. Обращает на себя внимание совпадение в целом границ неоднородности с контурами морфологических типов магнетитов и структурой месторождения. Та же тенденция отмечается и в распределении физических свойств магнетитов (термо э.д.с. и коэрцитивной силы): зонально-кольцевой

Таблица 2

Состав магнетитов месторождения по данным микрозондового анализа, %

Компоненты	Т-36 I	Т-24 I	Т-13 II	Т-33 II	Т-8 III	Т-2 III
MgO	10,52	4,86	5,87	5,18	7,77	8,23
Al ₂ O ₃	12,18	0,85	1,00	0,94	0,9	8,98
TiO ₂	1,24	2,39	1,27	1,10	0,58	1,43
Cr ₂ O ₃	0,05	н/об	н/об	н/об	н/об	н/об
MnO	0,16	0,24	0,21	0,22	0,19	0,22
FeO	70,84	85,65	86,21	87,27	85,48	76,90
Итого	94,99	93,99	94,56	94,71	94,92	95,76
Fe _{общ}	55,1	66,5	67,1	67,8	66,4	59,8
По пересчету						
FeO	17,2	24,23	22,41	22,88	19,64	20,14
Fe ₂ O ₃	58,4	67,44	69,25	68,7	71,98	61,01
Сумма по пересчету	99,81	100,01	100,01	99,02	101,00	100,01

Примечание. I—III — морфологические разновидности магнетита.

характер распределения для юга месторождения и линейный — для северной части.

Таким образом, эволюция внутреннего строения, физико-химических свойств и внешней морфологии кристаллов и зерен магнетита взаимосвязаны

Технологические свойства магнетита

Технологические свойства магнетита		Категории неоднородности магнетитов		
		I	II	III
Точки Кюри, °С		556	564	566
Оптические характеристики	Показатель преломления	2,14	2,23	2,33
	Поглощение	0,23	0,24	0,25
	Отражение, %	15,69	17,10	18,75
Термо-э.д.с, мкВ/°С		—59	—51	—46
Твердость, МПа		7050	6400	5820
Магнитные характеристики	Магнитная вязкость	1,3	0,8	0,6
	Удельная магнитная восприимчивость, м ³ /кг	0,314—0,039	0,213—0,04	0,182—0,033
	Коэрцитивная сила, А/м	59	68	74
	Плотность энергии намагничивания, Дж/м ³	1866	3613	3900
Содержание железа в концентрате, %		63,2	64,3	65,4

друг с другом и являются отражением всей истории формирования месторождения. Наиболее полно это отражено в изменении неоднородности магнетитов месторождения.

Предложенная методика оценки неоднородности магнетитов Ковдора может быть использована при картировании и других железорудных место-

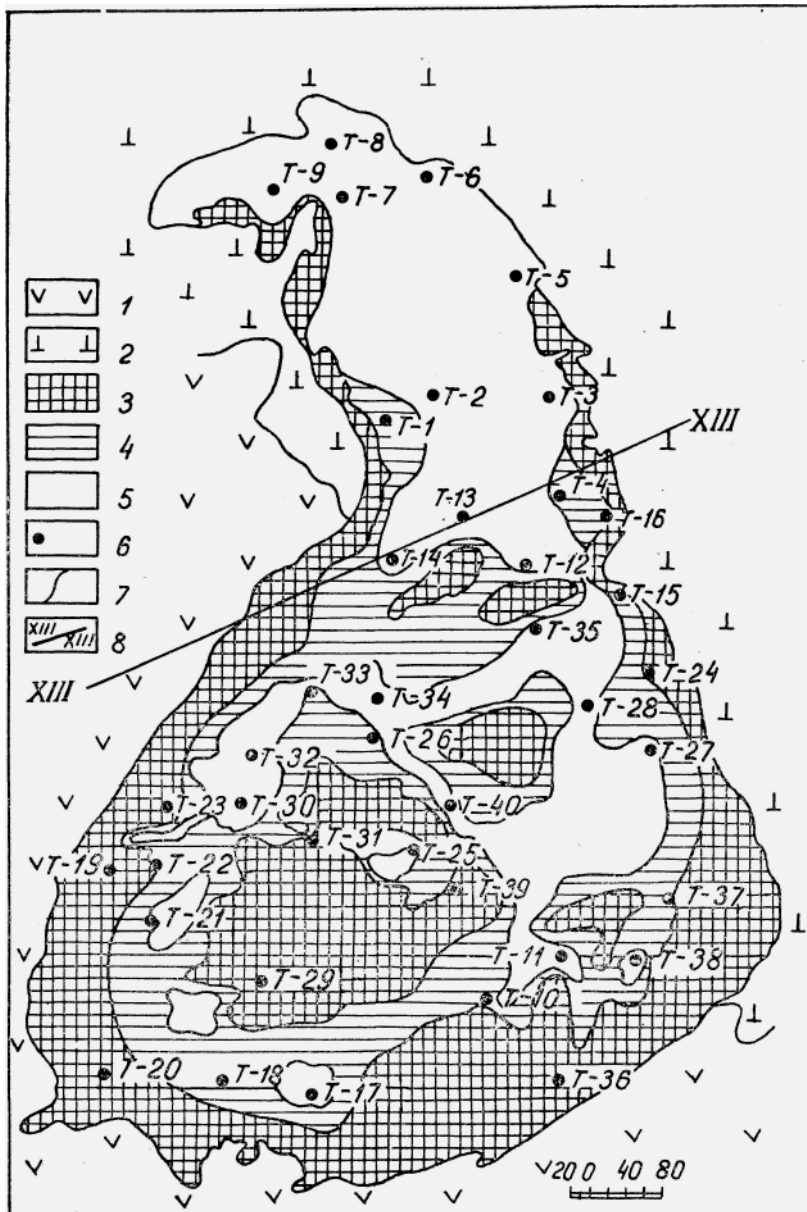


Рис. 7. Схема размещения категорий неоднородности магнетитов на Ковдорском железорудном месторождении:

1 — ийолиты; 2 — пироксениты; категории неоднородности; 3 — первая; 4 — вторая; 5 — третья; 6 — участки отбора технологических проб; 7 — контур рудного тела; 8 — разведочный профиль.

рождений, что позволит выделить геолого-технологические сорта и типы руд, предусмотреть рациональную систему подготовки их к обогащению, осуществляя наиболее эффективную технологию разделения минералов с учетом неоднородности состава и свойств мономинеральных зерен.

Список литературы:

1. Кудрявцева Г. П. Ферришпинелиды Ковдорского массива (Кольский полуостров) по данным термомагнитного анализа. — Геол. рудн. месторождений, 1972, №1.
2. Пирогов Б. И., Холошин И. В. Исследования термолюминесценции карбонатов Ковдорского месторождения. — Кривой Рог, 1981. — Рукопись деп. в ВИНТИ, № 918—81.
3. Римская-Корсакова О. М. К вопросу о закономерностях сростания шпинели с магнетитом. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1950, ч. 79, вып.3.

4. Фекличев В. Г. Микростралооморфологические исследования. — М.: Наука, 1970.
5. Чернышева Л. В., Смелянская Г. А., Зайцева Г. М. Типоморфизм; магнетита и его использование при поисках и оценке рудных месторождений. — М.: Недра, 1981.

Research was on the inhomogenist of magnetites of Kovdor massiv. It was allowed to observe the regularity in change of the morphological peculiarities, constitution and properties of the mineral.

Статья поступила в редколлегии} 20.10.83

УДК 549.642(479.22)

Г. И. НАСИДЗЕ, Р. А. АХВЛЕДИАНИ
(Тбилиси. Геологический институт АН, ГССР)

ПИРОКСЕНЫ СРЕДНЕЭОЦЕНОВЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АДЖАРО-ТРИАЛЕТТИИ (Грузинская ССР)

Исследования типоморфных свойств отдельных минералов в сопоставлении с такими условиями минералообразования, как температура, давление, рН среды, окислительный потенциал, в последнее время широко используются при расшифровке генезиса не только самих минералов, но и вмещающих пород.

Имеющиеся материалы [6, 7] по пироксенам не освещают вопросов распределения их разновидностей в породах вулканогенного происхождения.

Аджаро-Триалетская складчатая зона заложена в альбском веке на жестком доальпийском фундаменте Закавказского срединного массива и рассматривается с глубоководной частью Черного моря как единая рифтовая структура [1, 2]. В качестве полностью обособленной зоны она развивалась, в основном, с начала палеогена, когда в ней начали накапливаться мощные вулканогенные образования, отвечающие субщелочным и щелочным базальтоидам при подчиненном количестве известково-щелочных вулканических ассоциаций.

Нами исследованы пироксены из пород андезитобазальт-дацитового состава субщелочной серии [15] центральной части Аджаро-Триалет-ской складчатой зоны, представленные следующими разновидностями вулканогенных образований: силлами палеоцен-нижнеэоценовых пород; пирокластами, лавами и жилами среднеэоценовых отложений; пирокластами верхнеэоценовых пород.

Палеоцен-нижнеэоценовые силлы по своему химизму приближаются к андезитам и андезитодацитам, составляя известковую серию пород, которая выше по разрезу сменяется слабощелочной серией собственно среднеэоценовых образований, представленных постепенным переходом пород от базальтов к андезитобазальтам и дацитам. В нижней части комплекса доминируют базальты, составляющие более 80 % всей массы пород, тогда как в верхней части среднего эоцена для пород Ацкурской свиты возрастает роль андезитов и делленитов, причем увеличивается и их щелочность.

Наконец, для Адигенской свиты характерна щелочная ассоциация пород (трахибазальты, тефрит-базальты, тошениты и трахиандезиты).

Для выяснения роли условий минералообразования или формирования пироксенов из отмеченных пород использовали метод корреляционного анализа [14]. При помощи этого метода определяется зависимость основных кристаллохимических показателей состава пироксенов, выраженных индексами Si и Al от элементов, являющихся показателями как условий минералообразования, так и состава вмещающих пород (табл. 1).