Л. И. Шабынин

МАГНЕЗИАЛЬНО-СКАРНОВЫЕ ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Л. И. Шабынин

МАГНЕЗИАЛЬНО-СКАРНОВЫЕ ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

2491

МОСКВА «НЕДРА» 1978

Академия Наук Арм. ССР
Институт геологических наук
Библиотека

УДК 553.21/24 + 553.3 (232)

Шабынин Л. И. Магнезиальноскарновые железорудные месторождения. М., «Недра», 1978. 232 с.

Железные руды, генетически связанные с магнезиальными скарнами, составляют заметную долю всех железорудных месторождений и занимают ведущее место среди полезных ископаемых в формации магнезиальных скарнов. Данная книга представляет собой заключительную часть монографии, посвященной этой формации. В ней приведены обобщенные материалы по геологии, петрологии и рудам 272 месторождений более чем 30 геологических регионов мира (чисто железорудных и в комплексе с медью, вольфрамом и др.) и описания отдельных месторождений. Рассмотрены и обсуждены явления так называемого регионального магнезиального метасоматоза в месторождениях Центральной Швеции, сопоставлены существующие точки зрения на генезис месторождений. Монография представляет интерес для геологов, занятых разведкой эндогенных месторождений железа, и петрологов, изучающих скарны и эндогенные процессы.

Табл. 18, ил. 44, список лит. — 160 назв.

Ш $\frac{20803-091}{043(01)-78}$ 53—78

© Издательство «Недра», 1978

Предисловие

Данная книга представляет собой третью, последнюю часть монографии о формации магнезиальных скарнов и связанном с нею оруденении [1]. Она содержит характеристики обширной группы скарново-магнетитовых месторождений, сформировавшихся в связи с процессами образования магнезиальных (и замещающих их известковых) скарнов. В отдельных из этих месторождений встречаются одновременно скарны различных формаций. По составу оруденения преобладают собственно железорудные месторождения, однако некоторые из них комплексные. Из 272 учтенных в данной работе месторождений в 23 имеется промышленное оруденение меди, в 15 — полиметаллов, в 30 — бора, в 9 — вольфрама или олова, в 2 — золота и т. д. Кроме того, в таком же приблизительно числе месторождений содержание бора и вольфрама в рудах хотя и не является промышленным, но обеспечивает природную легированность стали, выплавляемой из этих руд.

Среди рассматриваемых месторождений имеются как крупные промышленные, так и небольших размеров, но с характерно выраженными теми или иными особенностями. В одних месторождениях вмещающие магнезиальные скарны не затронуты замещением известковыми скарнами, в других — последние настолько развиты, что установление принадлежности месторождения к магнезиальноскарновой формации сопряжено с определенными трудностями. Имеются и все переходные между ними типы. Географически месторождения располагаются более чем в 30 различных геологических регионах.

В работе обобщен большой и очень разнообразный фактический материал, дающий достаточно полное представление об особенностях железорудных месторождений одного из распространенных генетических типов. При отборе месторождений для детального рассмотрения учитывались не только их представительность, но и степень их освещенности в отечественной литературе (независимо от их географического положения).

При написании данной работы автор использовал ценные советы и критические замечания Д. С. Коржинского, В. А. Жарикова, А. А. Маракушева, Н. Н. Перцева и Г. А. Соколова. Всем им автор выражает глубокую признательность.

Используемые в работе термины в области метасоматических процессов и образований соответствуют применяемым Д. С. Коржинским и использованным в первых двух наших книгах [79, 80].

В работе приняты следующие условные обозначения и сокращения. Около символов минералов местами проставлены числа. Цифры вверху ($Пи^{30}$) указывают количество минерала в породе в объемных процентах и пределы колебаний в содержании минерала ($Пи^{3-35^0}$); числа внизу ($Пи_{10}$) указывают железистость фемических минералов, основность плагиоклаза (или скаполита) в процентах анортитовой (или мейонитовой) составляющей, а также пределы изменения характеристики минерала. Стрелки между двумя символами минералов обозначают последовательное развитие и замещение одного или нескольких минералов другим (другими).

[1] Первая — Формация магнезиальных скарнов. М., «Наука», 1973, 213 с.; вторая — Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов. М., «Недра», 1974. 288 с.

В схемах строения метасоматических колонок зоны различных пород разделены вертикальными линиями, из которых двойные соответствуют положению исходных контактов между карбонатной и интрузивной (или иной алюмосиликатной) породами.

В подписях к микрофотографиям отсутствие указания на условия съемки соответствует положению без анализатора.

СОКРАЩЕНИЯ НАЗВАНИЙ (СИМВОЛЫ) МИНЕРАЛОВ, УПОТРЕБЛЯЕМЫЕ В КНИГЕ

Актинолит	Акт	Кальцит	Ка	Серпентин	Сп
Альбит	Аб	Кварц	Кв	Скаполит	Ск
Альмандин	Альм			Спессартин	Спес
Амфибол	Амф	Людвигит	Лдв	Сульфиды	Сфд
Андрадит	Анд				
Анортит	Ан	Магнезит	Маг	Тремолит	Тр
(также $Пл_{90-100}$)		Магнетит	Мгт	Флогопит	Фл
Апатит	Ап	Микроклин	Мик	Форстерит	Фор
Биотит	Би	Ортоклаз	Орт	Хлорит	Хл
Гиперстен	Гип	Периклаз	Пер	Цоизит	Цт
Гранат	Гр	Пироксен	Пи	Циркон	Цр
Гроссуляр	Гросс	Плагиоклазы	Пл		
Доломит	Дол	Полевые шпаты	Пш	Шпинель	Шп
		Пумпеллит	Пумп		
Калиевый полевой шпат	Кпш			Энстатит	Энст
		Роговая обманка	Ро	Эпидот	Эп

ГЛАВА I

Характерные особенности месторождений

Общие сведения

Рассмотрим экономическое значение магнезиальноскарновых железорудных месторождений. Если исключить многие средние и главным образом мелкие месторождения Центральной Швеции, сконцентрированные на сравнительно небольшой площади, то среди оставшихся примерно 120 месторождений можно отметить 25—30 крупных и очень крупных (с запасами до 1 млрд. т) месторождений и рудных полей, расположенных в 15 различных регионах. Однако приведенными величинами общее число существующих месторождений железа в формации магнезиальных скарнов не исчерпывается, и некоторая часть их до сих пор относится к другим генетическим типам. Это предположение подтверждают примеры скарновых месторождений Центральной Швеции, различная формационная принадлежность рудоносных скарнов в месторождениях, известных под названием месторождения корнуоллского типа (см. ниже), отнесение отдельных месторождений к так называемому гидросиликатному типу и другие факты.

Естественно, установление принадлежности тех или иных месторождений к магнезиальноскарновой формации по литературным данным нередко связано со значительными трудностями, особенно когда они описаны в другой генетической группе. Вследствие этого отдельные месторождения, для которых известны лишь некоторые особенности, характерные для группы магнезиальноскарновых, в данной работе не рассматриваются. Примерами могут служить Сусинген (А. Б. Баталов, 1947 г.), часть Тургайских с флогопитсодержащими рудами [4], месторождения Айрон-Спрингс в штате Юта (Ч. Лейс, И. Хардер, 1908 г.; Дж. Мэкин, 1968 г.), Кэльюмет, Айрон Майн в штате Колорадо [87] и др.

Общая характеристика месторождений приведена в табл. 1. Для некоторых районов и рудных полей названия отдельных месторождений (как правило, небольших) не приведены, указано лишь их общее число. Для месторождений Швеции, число которых велико, дан развернутый перечень рудных полей и отдельных месторождений (табл. 2).

Структурно-фациальные условия

Из перечисленных в табл. 1 месторождений 72% располагаются в гнейсовых комплексах древних щитов (189) и в кристаллических массивах (7); в складчатых областях различного возраста находятся 72 месторождения и в зоне активизации древней платформы 4. Развитие ряда складчатых областей имело полициклический характер со всеми особенностями наложения магматизма и металлогении последующих циклов на соответствующие зоны предшествовавших (В. И. Смирнов, 1967 г.). Для таких областей со сложным развитием в табл. 1 указан или возраст складчатости цикла, с которым связаны магматизм и оруденение (если это выяснено), или возраст самой молодой складчатости.

Таблица 1

Характеристика железорудных месторождений в формации магнезиальных скарнов

№ п/п	Государства, регионы, месторождения, рудные поля	Структурно-фациальные условия	Фации глубинности	Возраст осадков	Активные гранитоиды		Источник
					возраст	состав	
	СССР						
	Южная Якутия						
1	Таежное, Магнетитовое, Леглиерское, Тинское	Алданский щит	Безволластонитовая	A	A	Граниты	
2	Сивагли, Пионерское, Комсомольское	То же	То же	»	»	То же	
3	Дёс, Ничри	»	»	»	»	»	
4	Эмельджакское	»	»	»	»	»	
	Карелия						
5	Питкяранта (Старое и Новое рудные поля)	Балтийский щит	Волластонитовая	Pt	Pt	Граниты рапакиви	О. Трюстедт (1907 г.), М. Саксела (1945 г.), [79; 80; 106]
	Урал						
6	Лебяжинское, Валуевское, Надеждо-Коммерческое	Палеозойская эвгеосинклинальная область	То же	D_2	D_3—C_1	Сиениты	Л. Н. Овчинников (1960 г.), Н. Г. Сумин (1951 г.,1953 г.), [43]
	Северный Казахстан						
7	Жолдыбай	Глыбовое поднятие древнего фундамента	»	Pt	S—D	Граниты, гранодиориты	А. Е. Лисицын (1970 г.)
	Прибалхашье						
8	Акчагыл	Ранневарисская складчатая область	»	S	D?	Гранодиорит	
9	Ортатау	То же	»	D_1	D_3	Гранит	По материалам Л. А. Мирошниченко
10	Бапы, Дюсень	»	»	O	D	Гранодиорит	
	Таласский Алатау						
11	Ирису	Варисская складчатая область	Монтичеллитовая	D—C	C_2	Пироксенит	К. А. Абдрахманов (1965 г.), А. Б. Баталов (1961 г.)
	Киргизия						
12	Гавасай	То же	Периклазовая	D_3—C_1	C_3—P_1	Гранодиорит, гранит	Р. Д. Дженчураева, Д. Д. Дженчураев (1973), [17]

Продолжение табл. 1

№ п/п	Государства, регионы, месторождения, рудные поля	Структурно-фациальные условия	Фации глубинности	Возраст осадков	Активные гранитоиды		Источник
					возраст	состав	
13	Караваш	Варисская складчатая область	Волластонитовая	Cm—S	C—D?	Гранит	Д. И. Горжевский, В. Н. Козеренко (1952 г.)
	Таджикистан						
14	Харангон	Южно-Гиссарская зона Тянь-Шаня	Монтичеллитовая	C_{1-2}	C_2	Плагиогранит, гранодиорит	
15	Чокадамбулак	Варисская складчатая область	Периклазовая	D_3—C_1	»	Гранодиорит	[20; 42]
16	Джангалык	То же	То же	»	C_3—P_1	То же	В. А. Жариков (1959 г.)
	Узбекистан						
17	Сюрень-Ата	»	»	»	C_{2-3}	»	По материалам И. П. Заревич
18	Карааруча	»	Волластонитовая	»	»	»	А. Б. Баталов (1953, 1961, 1962 гг.)
19	Минбулак, Ихнач	»	То же	»	»	»	
	Кузнецкий Алатау						
20	Ампалыкское	Каледонская складчатая область	Волластонитовая	R	O—S	Гранодиорит	[9]
21	Тейское	То же	То же	Cm	S—D_1	Гранит	
	Горная Шория						
22	Темиртау, Верхний Учулен, Полгашты	»	Монтичеллитовая	Cm—O	S—D	Гранодиорит	[62; 64]
23	Леспромхозное	»	То же	Cm	D	Сиенит	[61; 63]
24	Шерегешевское	»	Волластонитовая	Cm—O	S—D	Габбро	С. С. Коляго (1971 г.), [9; 30]
	Алтай						
25	Инское	Варисская складчатая область	То же	S—D	D	Гранит, граносиенит	М. И. Селиверстова (1959 г.), В. А. Вахрушев (1965 г.), С. С. Коляго (1965 г., 1967 г. 1971 г., 1972 г.) Ю. В. Индукаев (1972 г.)

Продолжение табл. 1

№ п/п	Государства, регионы, месторождения, рудные поля	Структурно-фациальные условия	Фации глубинности	Возраст осадков	Активные гранитоиды		Источник
					возраст	состав	
	Бурятия						
26	Магнетитовое (Солонго)	Пояс активизации герцинской складчатости	Монтичеллитовая	Cm	P_2	Гранит	Г. С. Румянцев (1965 г.), [37]
	Восточное Забайкалье						
27	Рудное поле Железный Кряж (4)	Мезозойская миогеосинклинальная область	Волластонитовая	Cm—S	T	Гранит	П. В. Комаров (1958 г., 1960 г.), Г. А. Соколов, П. В. Комаров (1958 г.), [31]
28	Быстринская группа (2)	То же	То же	Cm—S	D, J	Диорит, гранодиорит	
29	Култуминская группа (2)	»	»	»	Pz?	Гранит	С. С. Смирнов (1961 г.), [27; 49]
30	Покровское, Чингатайское	»	»	»	J	»	
31	Доninское, Аркия	»	»	»	»	»	
32	Кличкинское (Северный участок)	»	»	»	»	»	
	Южная Якутия						
33	Алданские гольцы (4)	Зона активизации древней платформы	Периклазовая	Cm	Cr	Сиениты	В. М. Зверев (1931 г.), П. П. Смолин (1960 г.)
	Приморье						
34	Ипполитовское	Кристаллический массив	Волластонитовая	Pt—Cm	Pt, C	Диорит-монцонит	[14]
	Болгария						
35	Крумово, Бояджик, Дряново	Доранненкимерийская складчатая область, осложненная в ларамийскую фазу	Периклазовая	J	Cr—Pg	Габбро-диорит	
	ГДР						
	Рудные горы						
36	Пюла	Складчатое обрамление Чешского срединного массива	Волластонитовая	Pt—Cm	Pt, C	Граниты	[82; 107; 125], Г. Хёзель (1968 г.), Х. Шютцель (1970 г.)

Продолжение табл. 1

№ п/п	Государства, регионы, месторождения, рудные поля	Структурно-фациальные условия	Фации глубинности	Возраст осадков	Активные гранитоиды		Источник
					возраст	состав	
	Китай						
	Провинция Ляонин						
37	Тахуанькоу, Ванькоу, Чжетаокоу и др. (6)	Сино-Корейский щит	Безвол-ластонитовая	A	A	Граниты	
	Провинция Аньхой						
38	Сяо Тунхуаншань, Паошань, Лоушань, Котовэн, Цинсюляо	Мезозойская складчатая область	Волластонитовая	C	Cr—Pg	Кварцевый диорит	Х. Мен, К. Чен (1935 г.), [126]
	Румыния						
	Банат						
39	Окна де Фер (4)	Альпийская складчатая область	То же	J	»	Адамеллит	А. Кодарче (1931 г.), А. Кисслинг (1967 г.)
	Чехословакия						
	Западная Моравия						
40	Вишневое, Кордула, Слатина, Будеч, Бельчовицы, Жупановичи, Кржижанов	Богемский кристаллический массив	Безвол-ластонитовая	Pt	Pt	Слюдяные ортогнейсы	Д. Немец (1963 г.)
	Италия						
41	Траверселла	Корневая зона Альп	Волластонитовая	J	Pg_3	Кварцевые диорит и монцонит	
	Испания						
42	Мина Консепшьён	Альпийская складчатая область	То же	T	?	?	Л. Лейне (1967 г.)
	Швеция						
43	*Центральные районы* (139)	Балтийский щит	Безвол-ластонитовая	A	A	Граниты, гранодиориты	

Продолжение табл. 1

№ п/п	Государства, регионы, месторождения, рудные поля	Структурно-фациальные условия	Фации глубинности	Возраст осадков	Активные гранитоиды		Источник
					возраст	состав	
44	*Северо-Восточные районы* (16)	То же	То же	A	A	То же	
	Норвегия						
45	*Район Арендаля*	»	»	»	»	»	
	США						
	Адирондак и Пояс возвышенностей						
	Штат Нью-Йорк						
46	**Округ Сент-Лоуренс**	Выступы Канадского щита в зонах аппалачской складчатости	Безвольластонитовая	Pt	Pt	Граниты	
	Клифтон, Майн, Джейвилл, Аутафит, Тремблей Маунтин, Брунер Хилл						
47	**Округ Патнэм**						
	Тилли Фостер, Мэхоупэк	То же	То же	»	»	»	
48	**Округ Орэндж**	»	»	»	»	»	
	Форши, Стэндиш Майн (Варвик), О'Нейл, Клоув						
	Штат Нью-Джерси						
49	**Округ Моррис**	»	»	»	»	»	
	Сплитрок Понд, Вуд, Чарлотенбург, Грин Понд, Парди, Уинтер						
	Штат Пенсильвания						
50	Корнуолл, Грейс Майн, Хоупвелл, Джонс	Триасовый пояс Аппалачей	Периклазовая	Cm—O	T	Диабаз	
	Штат Калифорния						
51	**Округ Стивенс**	Область альпийской складчатости	Волластонитовая	Cm	Cr	Гранит	
	Рид						

Продолжение табл. 1

№ п/п	Государства, регионы, месторождения, рудные поля	Структурно-фациальные условия	Фации глубинности	Возраст осадков	Активные гранитоиды		Источник
					возраст	состав	
52	**Округ Сан-Бернардино**						
	Айрон-Маунтин, Кейв Кэньон, Валкэн, Айрон Хэт и др.	То же	То же	C_3—J	Cr—Pg	Кварцевый диорит, гранит и др.	
53	**Округ Риверсайд**						
	Игл Маунтинс	»	»	Pt	Cr?	Кварцевый монцонит	
	Штат Монтана						
54	**Район Филипсберга**						
	Ридемпшион, Ред Лайон Помири, Кэйбл	Мезозойская складчатая область	Периклазовая	Cm	Cr_3—Pg	Гранодиорит	
	Штат Юта						
55	**Район Сан-Франциско**						
	Оулд Хикори	То же	Волластонитовая	»	Pg	Кварцевый монцонит	[97]
	Штат Колорадо						
56	**Округ Лидвилл**						
	Группы Пенн Айрон, Айбекс и др.	Ларамийская складчатая область	То же	S—D	Cr—Pg	То же	[128]
	Штат Нью-Мексико						
57	**Округ Линкольн**						
	Кэптен Айрон	То же	»	P—T	Pg_2	Аляскит	
	Япония						
58	**Префектура Явате**						
	Кэмеиси	Мезозойская складчатая область	»	P	Cr	Гранодиорит	А. Цусуе (1961 г.), [160]

Примечание. В скобках — число месторождений.

Таблица 2

Перечень магнетитовых месторождений Центральной и Северо-Восточной Швеции, отнесенных к магнезиальноскарновым

Район	Группа	Рудное поле	Месторождения [1]
Филипстад	**Персберг**	Персберг	Алабама, Густав Адольф, Хэль, Шерстётен, Стур [117; 137; 145; 153]; (Н. Магнуссон, 1925 г.)
		Хагрува	Финфалл [117]; Е. Хагрува, Исак [137]
		Стенне	Етён [117; 145]
		Онсвик	Гульдстюбе, Сундс [117]; Смедьё, Торштенс [137]
		Нютста	Кран, Ротлога [117]; Халль, Мосс [137]; Нютчер, Калькуль, Фант, Котьёрн, Врет [137]
		Нюкропа	Винтероса, Дренка [117]; Окер, Харберг, Эльв, Йордо [137]
		Мальмбергчерр	Кракгюль, Карл Сигфрид, Скумерра, Скугсбак [137]
		Гос	Коберг, Энгел [137]
	Нордмарк	Финшюттеберг	Нюанг, Планг [117]
		Нордмарк	Тринберг, Зегольд [117]; Стур, Финн, Братфурс, Ко [137]
		Таберг	Таберг [117; 137]
		Хабуршютте	Фредриксберг, Эльзберг, Хабур, Бьернберг-ет, Ульрика [117; 137]
		Бьёрнсберг	Финмоссен, Торшбу [117]
		Госборн	Фрагерберг, Юбилеум, Ёртьёрн [117]
		Лонгбан	Лахель, Етберг, Фалль, Якоб Пер [117; 137; 127]
		Грютхюттан	Ёрна [117]
		Гуннарсберг	Слотбергет, Ресберг [117; 145]
		Хаггрува	Спарреберг [117]
Нора и Викер		Бергсэнг	Бергсэнг [117]
		Стриберг	Олафсберг [117; 137]
Льюснарсберг		Скютгрува	Мосс [117]
		Братфурс	Мальбро, Хомбек, Хильсон, Топсонг [117]
		Силкесберг	Блотевикс [117]
Рамсберг		Рамсберг	Свартвик [117]
Грангерде, Лудвика		Сёрвик	Сёрвик, Нюгрува, Кольнинберг [117]
		Бьёрнберг	Дьюп, Хэль, Лонг [117]
		Норсберг	Шё [117]
Норрберке, Смедьёбакен		Нюберг	Челль [117; 145]
		Бротхагс	Брот, Тапп [117]
		Губбо	Губбо, Мингрувестрокетс [117]
		Флогберг	Нерде, Хиллен, Хагген [117]
Скиннскатеберг		Бастнез	Бастнез [117; 145]
Риддархюттан		Олгторп	Столклоке [117]
		Шило	Шило, Бьёрнбак, Бланка [117]
		Хултебо	Ё. Хульт, Л. Хульт, Хёйд [117; 145]
Вэстанфурс		Хедчерра	Нордстьёрне [117]
		Мальмчерра	Мальмчерра, Плотанг, Асп, Барк [117; 145]

Продолжение табл. 2

Район	Группа	Рудное поле	Месторождения[1]
		Бёймес	Йоханна [117]
Норберг		Етбак	Осгруван, Ёстанмосса [117; 145]
		Каллморберг	Каллмора (Капель) [117; 145]
		Смёрберг	Сёдра, Хакспик [109; 110]
		Хэсте	Толль [117; 145]
		Фолчерна	Кнутсбю, Шё [117]; Лёвсвед [115]
Гарпенберг		Рюллшютте	Ботбенинг, Столбо, Рюллшютте, Тёрнслат, Гонстиг [117; 145]; Месингс, Гран, Сильвер, Томб, Компани [117]
Коннаберг		Вика	Странд [117]
		Свердшё	Шё [117]
		Винтьёрн	Винтьёрнсгрувур [117; 145]
Гэстрикленд		Орсунд и Восточный Фэрнебо	Согмюр, Бёденг [117]
Северо-Восточный Уппланд		Вэдде и Сёдерби Карл	Госвик, Стабю, Анна, Брубю, Мариа [117; 111; 115; 145]
		Херренг	Фабиан, Глиттер, Рюа, Лапп [117; 139; 145]
Нэрке		Хоканторп	Клара [117]; рудные тела западнее Хоканторп [117; 139]; Доверсторп, Глан [145]
Восточный Готланд и Западный Калмар		Льюсфалл	Сёр, Стур [117]
Евлеборг		Лос Хамра	Рудные тела севернее Доасберъет, Пайясо, Бьёрнберг, Киванхоберъет, Рисберъет (Т. Лундквист, 1968 г.)
Кируна		Раккурийоки	Раккурийоки (П. Гейер, 1931 г.)
Талусйярви		—	Тьявелк (П. Гейер, 1931 г.)
Виттанги		Масугнсбюн	Йоносуанда, Вэхэваара, Вэливаара, Вуома, Исоваара (П. Гейер, 1923 г.; Т. Эриксон, 1954 г.; О. Ольснер, 1961 г.)
Пайяла		Каунисваара	Сёдра Сахаваара, Стура Сахаваара, Норра Тапули, Палотиева, Стура Тапули, Рутийярви, Саксивуома, Кархуярви, Пелливуома [140], (П. Гейер, 1929 г., 1931 г.; Т. Эриксон, 1954 г.; О. Ольснер, 1961 г.)

[1] Месторождения, которые не рассматриваются в данной монографии, в указателе не даны.

Сводный анализ закономерностей размещения скарново-железорудных месторождений в зависимости от структурно-фациальных условий отсутствует. Лишь для сравнительно небольшого числа регионов имеются соответствующие характеристики, однако без разделения месторождений по формациям рудоносных скарнов. Для Алтае-Саянской горной области, как показал Г. В. Поляков, в пределах каледонид этой эвгеосинклинальной системы железорудные

месторождения концентрируются вдоль активной в тектоническом и магматическом отношениях приразломной вулканической зоны (с базальтовыми магмами и их производными), где сравнительно слабо развиты раннепалеозойские граниты и проявлен многократный наложенный магматизм различного состава (Г. В. Поляков, 1971 г.). В аналогичном положении, по его мнению, находятся скарново-железорудные месторождения Среднего и Северного Урала, Тургайской провинции и некоторых других регионов.

Для Алтае-Саянской складчатой области характерно отсутствие промышленных месторождений в пределах крупных внутригеосинклинальных поднятий, бóльшую часть площади которых, по Г. В. Полякову, занимают батолитообразные гранитоидные массивы. Аналогичное положение установлено в некоторых регионах Средней Азии. Так, большая часть территории Чаткала занята крупными варисскими батолитовыми интрузивами зоны внутригеосинклинальных поднятий, и на ней почти полностью отсутствуют эффузивы верхнего палеозоя (И. Х. Хамрабаев, 1969 г.), а для Южного Гиссара типична структура ядерных зон. Скарново-железорудные, в том числе магнезиально-скарновые месторождения, имеющиеся в этих регионах, немногочисленны и невелики по размерам (см. табл. 1, № 12, 14, 17—19).

Исследователи указывают, что в складчатых областях сиалического типа, в частности с миогеосинклинальным развитием, скарновые месторождения железа менее многочисленны и обычно имеют небольшие размеры [65]. Примеры Горного Алтая, Восточного Забайкалья и других регионов как будто подтверждают данное положение, однако распространение особенностей отдельных регионов или их групп на генетический тип обсуждаемых железорудных месторождений в целом при отсутствии необходимых характеристик конкретных регионов было бы преждевременным. Попытка такого рода, предпринятая Г. В. Поляковым, заключала в себе ряд неточностей.

Утверждая, что крупные эндогенные магнетитовые месторождения приурочены к складчатым областям эвгеосинклинального типа с широко развитым базальтоидным магматизмом, Г. В. Поляков (1967 г.) в качестве примеров рассматривает месторождения штатов Нью-Йорк и Нью-Джерси (Адирондак и др.) и месторождения Центральной Швеции. Первые он включил в зону аппалачской эвгеосинклинали, вторые отнес к типу связанных с зонами эвгеосинклинального типа, отмеченными широким развитием изверженных пород базальтового состава. Между тем известно, что скарново-магнетитовые месторождения района Адирондака, залегающие в гнейсовом комплексе Канадского щита, имеют протерозойский (или более древний) возраст, аппалачская же геосинклиналь — варисский. Также фактически неверно магнетитовые месторождения Швеции относить к нижнекарельской эвгеосинклинальной зоне (характеризующейся основным магматизмом), располагающейся восточнее центральной части Балтийского щита, в которую входит район железорудных месторождений Центральной Швеции. Особенности геологического строения этого региона полностью исключают возможность отнесения его к фемическим эвгеосинклинальным областям.

Мы останавливаемся на неточностях, допущенных Г.В. Поляковым в стремлении распространить определенную генетическую концепцию на всю совокупность эндогенных железорудных месторождений, потому что в появившейся вскоре статье И. В. Дербикова (1968 г.) утверждается: Г. В. Поляковым «...на примере Америки, Скандинавии ... убедительно показана неизменность локализации подобных (скарново-магнетитовых — *Л. Ш.*) месторождений в фемических зонах эвгеосинклиналей...» [15, с. 100], что «подкрепляет» фактическую

основу гипотезы о генетической связи скарново-железорудных месторождений с вулканизмом основного состава.

Резюмируя, можно сказать следующее. Закономерности структурно-фациальных условий формирования и размещения железорудных месторождений в магнезиальных скарнах изучены очень слабо. Как установлено, эти месторождения возникают на разных этапах геосинклинального развития. Наибольшее их число известно в складчатых комплексах древних щитов. В послекембрийских эвгеосинклинальных зонах с интенсивным магматизмом основного состава они встречаются чаще и размеры их обычно крупнее, чем в сиалических складчатых областях. Для отдельных регионов во внутригеосинклинальных поднятиях с преобладающим уже развитием кислых интрузивных пород скарново-железорудные месторождения редки и обычно незначительны по размерам. Наряду с этим интенсивные проявления вулканизма кислого состава в таких поднятиях в центральной части Балтийского щита сопровождались накоплением рудного материала, с частичным использованием которого, возможно, в последующем сформировались скарново-магнетитовые месторождения Центральной Швеции.

Фации глубинности

Число месторождений, известных в докембрийских комплексах абиссальной (безволластонитовой) фации, составляет 191, т. е. они преобладают над остальными (см. табл. 1). Среди последних доминируют месторождения в волластонитовой фации глубинности (56), затем следуют в периклазовой (18) и наименьшее число в геленит-монтичеллитовой фации глубинности (7).

Условия безволластонитовой фации принято понимать как исключающие образование известковых скарнов, что безусловно правильно по отношению к ассоциации кварц + кальцит. Однако следует иметь в виду, что и в этих условиях существуют своеобразные известковые скарны, сложенные железистыми пироксенами и андрадитовым гранатом. Как установлено в результате наблюдений в различных регионах, эти скарны образуются и при высоком парциальном давлении CO_2, препятствующем образованию волластонита. При прочих равных условиях главными факторами, регулирующими их появление, нужно считать, по-видимому, достаточно высокую активность железа и кислорода. Вследствие этого, может быть, такие известковые скарны и характерны лишь для некоторых железорудных месторождений, в которых они широко распространены и находятся в различных соотношениях с магнезиальными скарнами. В одних случаях (Алданский щит) они развиваются пространственно обособленно от них, в других (район Адирондака) — замещают их и тогда несколько уподобляются апомагнезиальным известковым скарнам гипабиссальных месторождений. В тех случаях, когда скарны данной группы развиваются в породах алюмосиликатного комплекса, граничащих с магнезиальными скарнами, их пироксены представлены ферриавгитами; в месторождениях же, где они замещают магнезиальные скарны, по-видимому, более распространены салит- и ферросалит-авгиты.

При установлении волластонитовой фации глубинности нужно иметь в виду следующее.

Причиной отсутствия волластонита в составе скарнов могут быть не только условия температуры и давления углекислоты в растворах, но также и высокая активность (химический потенциал) железа и недостаточная активность

кислорода [1]. Соответственно, локальное появление волластонита не исключается и в безволластонитовой фации глубинности, где в общем случае устойчив парагенезис кварца с кальцитом. Это может произойти, например, в зоне тектонического нарушения в связи с понижением общего давления (а следовательно, и парциального давления углекислоты в растворе).

Численное преобладание промышленных месторождений именно в безволластонитовой фации глубинности можно объяснить большой ролью доломитов в докембрии и более интенсивно и широко проявленной гранитизацией пород в древних щитах.

Состав и возраст карбонатных пород, подвергшихся скарнированию

Среди исходных карбонатных пород магнезиальноскарновых железорудных месторождений сильно преобладают (см. табл. 1) породы докембрийского возраста (198 месторождений). Число месторождений, связанных с более молодыми карбонатными породами, уменьшается от докембрия до юры (кембрий + ордовик 30, силур 11, девон 12, карбон 6, пермь 2, триас 2), а в юре возрастает (11). Уменьшение числа месторождений с омоложением возраста карбонатных пород как бы отражает общую особенность распространения доломитов среди других фаций карбонатных осадков в земной коре в целом.

Вопрос о составе исходных карбонатных пород в формации магнезиальных скарнов подробно рассмотрен автором ранее [79]. В подавляющем большинстве рассматриваемых месторождений скарново-рудные тела образовались на месте доломитов. Лишь в небольшой части этих месторождений установлены магнезиты (Г. Асано, 1943 г.). Влияние последних на состав скарнов, возникающих на их месте, прослеживается в появлении энстатитовых разностей этих пород (в безволластонитовой фации глубинности), что позволяет предполагать первоначальное присутствие магнезитов в других месторождениях, где представлены энстатитовые скарны, но отсутствуют магнезиты.

Влияние снижения магнезиальности исходных карбонатных пород на минеральный состав скарнов, возникающих при их замещении в различных фациях глубинности, на природных парагенезисах изучено недостаточно. Высказанное предположение о возможности образования магнезиальных скарнов на месте известняков (3,5—4,0% MgO) с привносом магния из магмы основного состава [26] представляется мало обоснованным. В данном случае более вероятно, как это предполагают другие исследователи, наличие в исходных пачках карбонатных пород небольших тел доломитов [72; 67].

Как известно, изменения, происходящие в составе доломитов при воздействии на них магматогенных растворов, состоят не только в дедоломитизации породы, когда магний сохраняется в ней связанным в силикатах, а карбонатная часть представлена кальцитом, но и в раздоломичивании, или кальцитизации, с частичным или полным выносом магния и переводом доломита в кальцитовый мрамор. Процесс дедоломитизации совпадает во времени с образованием магнезиальных скарнов, кальцитизация же является послемагматической послескарновой и может, по-видимому, происходить в различных условиях температуры. Большие массы доломита захватываются ею, вероятно, в условиях уже довольно низких температур.

[1] При повышенной активности кислорода волластонит может ассоциировать и с андрадитом, и с магнетитом.

Структурно-тектонические условия месторождений

Придерживаясь деления тектонических проявлений по времени на доскарновые, дорудные, периода рудообразования и пострудные, а по характеру на пликативные и дизъюнктивные, можно отметить следующее.

Геологическая история месторождений в формации магнезиальных скарнов была более продолжительной, чем у обычных известковоскарновых месторождений. Здесь необходимо учитывать структурно-тектоническую обстановку периода внедрения и становления материнских интрузивов, рассматривая ее как доскарновую и внутрискарновую. Это тем более необходимо, что часть оруденения формируется именно в это время (вместе с массами магнезиальных скарнов).

а. Тектонические нарушения периода образования скарнов (магматического этапа), влияющие на формирование железорудных месторождений среди магнезиальных скарнов, охарактеризованы в большинстве случаев только в разрывной их части. Формирование магнезиальных скарнов, их преобразование и оруденение связаны, по-видимому, с последовательным воздействием на доломиты сквозьмагматических и послемагматических растворов, просачивание которых облегчалось именно разрывными нарушениями. При трещинной гранитизации доломитов [79, с. 34] образующиеся магнетитовые ритмичнополосчатые породы имеют, как правило, небольшие размеры. Это скорее проявления железооруденения, чем месторождения. Такие образования известны в Питкяранте, а также в Саргардоне, Анаульган-Каракызской зоне Чаткала и в других скарново-рудных полях.

Интенсивная гранитизация доломитов в местах облегченного просачивания сквозьмагматических растворов (зонах раздавливания, флексурных перегибах пластов и др.) часто имеет следствием преимущественное или исключительное развитие пород крайних тыловых зон метасоматической колонки во всем объеме исходного тела доломита. В условиях селективности рудной минерализации в скарнах различного состава (по зонам колонки) структурно-тектонический контроль оруденения может, таким образом, трансформироваться в контроль литологический (химический).

Места расположения и концентрации большинства рассматриваемых месторождений как в абиссальных, так и в гипабиссальных условиях — региональные зоны глубинных разломов, области их пересечений и распространения оперяющих их трещин. В этих местах просачивались сквозьмагматические растворы, внедрялись интрузивные массы и действовали связанные с ними послемагматические растворы. Следствием этих процессов явилось преобразование доломитов в магнезиальные скарны в магматическом этапе, изменения последних в послемагматическом этапе и оруденение.

Поскольку материнские гранитоиды в месторождениях этой группы постскладчатые (частично соскладчатые), особенности пликативных структур вмещающих толщ непосредственно сказывались лишь на форме и отчасти на размерах возникавших скарновых тел, не определяя по существу возможности их образования. Структуры, в которых участвовали подвергшиеся скарнированию и оруденению доломиты, довольно разнообразны.

Внедрение и становление магматических масс с метасоматическим преобразованием и магматическим замещением вмещающих пород, наряду с механическим перемещением расплава в тектонически ослабленных зонах и участках, нередко имело результатом образование внутри интрузивных тел различных размеров погруженных блоков магнезиальных скарнов с теми или иными реликтами кальцифиров. Совокупности таких блоков иногда образуют «про-

1962

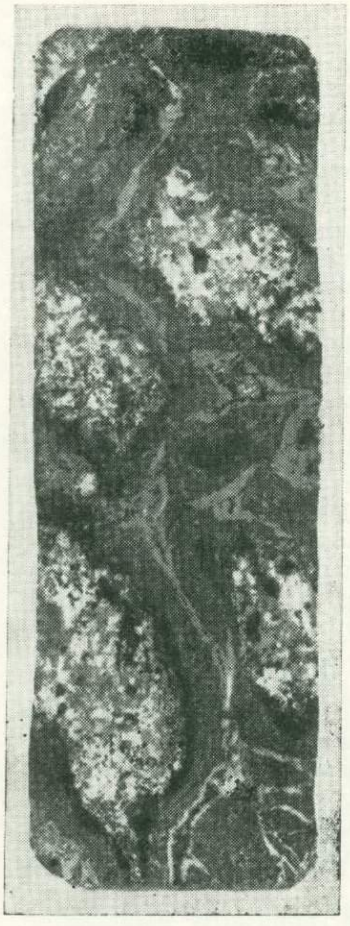


Рис. 1. Общий облик подвергшихся магнетитовому оруденению жильных пироксеновых скарнов в гнейсо-гранитах. Месторождение Таежное, скв. 227, обр. 6165. $^1/_2$ нат. вел.

свечивающие структуры» подвергшихся скарнированию пачек карбонатных пород и роговиков (Г. Л. Поспелов, 1954 г.). Становление интрузивов в зонах тектонических нарушений с обрушением трещиноватой кровли доломитов приводит иногда к появлению своеобразных по форме месторождений. В последних скарново-магнетитовые тела, нередко с остатками кальцифиров в центральных частях, слагают небольшие (до десятков метров в поперечнике) гнездообразные ксенолиты, неупорядоченно рассеянные в массе интрузивной породы (Крумово, Болгария).

б. Дорудная тектоника послемагматического этапа отчетливо выступает как трещинная, и ее интенсивность при прочих равных условиях непосредственно влияет на степень оруденения (рудного замещения) массы скарна. В одних месторождениях это брекчии раздавливания (без значительных перемещений мелких обломков скарнов и околоскарновых пород, подвергшихся оруденению после раздавливания), в других — возникают характерные штокверковидные скарново-рудные тела, в которых магнетит располагается в границах жил пироксенового скарна (рис. 1).

в. Внутрирудная тектоника охватывает промежуток времени от рудообразования магматического этапа до конца скарновой стадии послемагматического этапа. Она чаще всего имеет микротрещинный характер и отмечается обычно по присутствию нескольких генераций магнетита, образующих жилки в других минералах скарново-рудной массы. При наличии оруденения магматического этапа первая генерация магнетита может включать жилки магнезиальноскарновых силикатов, тогда как последующие его генерации (кроме гистерогенных выделений) разжилковывают массу преобразованных магнезиальных и замещающих их известковых скарнов.

г. Послерудная тектоника нередко сильно различается даже на отдельных участках рудного поля и не имеет каких либо закономерных отличий от таковой в скарновых месторождениях по известнякам.

Формы и размеры скарново-рудных тел

Касаясь морфологии рудных тел рассматриваемых месторождений, прежде всего отметим, что, как и вообще в скарновых месторождениях, адекватность в контурах скарновых тел и заключенной в них рудной массы здесь почти никогда не достигается. Это обусловлено в основном селективностью оруденения с преимущественным осаждением магнетита в определенных зонах метасоматической колонки. Относительно более часто приблизительное совпадение по простира-

нию рудных контуров с границами зон метасоматической колонки, благоприятных для замещения магнетитом, наблюдается в абиссальной фации.

Главные факторы, определяющие морфологические особенности рассматриваемых месторождений, следующие:

а) интенсивность процессов гранитизации толщ, заключающих доломиты;

б) особенности пространственного распределения и характер тектонических элементов в период становления интрузивных тел (т. е. при гранитизации доломитов), а также в скарновых телах в последующее время;

в) степень однородности состава и зернистости, размеры и форма тел доломитов и других пород, подвергшихся замещению магнезиальными скарнами или преобразованных в околоскарновые породы; пространственная ориентировка потока сквозьмагматических растворов по отношению к элементам залегания доломитовых тел;

г) характер поверхности активных гранитоидов.

Характер влияния каждого из перечисленных и некоторых других факторов (например, относительной скорости просачивания растворов) на морфологию скарновых тел подробно рассмотрены ранее [79]. Здесь лишь напомним, что степень однородности состава и зернистости доломитов в сочетании с особенностями ориентировки потока сквозьмагматических растворов по отношению к элементам их слоистости во многом определяют сравнительную мощность отдельных зон метасоматической колонки и их морфологию. При неблагоприятных сочетаниях данных факторов зона форстеритового скарна, в которой чаще всего концентрируется магнетит, может оказаться слабо развитой или отсутствовать в составе возникающих скарновых тел. Направление потока просачивающихся растворов, конечно, определяет возможность образования рудоносных скарнов на месте алюмосиликатных пород, заключающих доломиты, поскольку скарнирование здесь связано с привносом больших количеств магния и кальция. Однако главное значение данного фактора заключается в том, что просачивание растворов вдоль слоистости доломитов, при прочих равных условиях, приводит к появлению скарновых тел, более крупных по размерам и сравнительно простой (пластообразной, линзообразной) формы.

Среди форм рудных тел представлены как гнездо- и трубообразные, так и подчиняющиеся складчатым структурам. В докембрийских гнейсовых комплексах распространены большой протяженности линзы, таблитчатые, реже пластообразные и карандашевидные скарново-рудные тела, в общем согласные с вмещающими их толщами. Контуры трубообразных тел в плане редко бывают простыми. В штокверковидных скарновых массах по алюмосиликатным породам ограничения рудных тел по отношению к этим породам, как правило, сложные, секущие. Подобно этому, по отношению и к скарновым залежам магнетитовые концентрации сравнительно часто являются секущими. Встречаются выходы оруденения в боковые породы. Сложность форм скарново-рудных тел часто подчеркнута в местах пересечения интрузивным контактом неоднородных по составу пачек карбонатных пород, например, на месторождении Корнуолл [124, с. 3].

В месторождениях, располагающихся внутри массивов интрузивных пород (в ксенолитах), встречаются как простые плоско-чашеобразные формы скарново-рудных тел (например, в рудном поле Железного Кряжа), так и столбообразные массы, прерывисто распространяющиеся на глубины свыше 1 км и группирующиеся в сложные тела с раздувами и расщеплениями на несколько корней, постепенно выклинивающиеся книзу (например, в месторождении Темиртау) (Ю. Д. Зубков, 1969 г.). Переслаивание в разрезе доломитов с известняками и с алюмосиликатными породами само по себе обусловливает сложные

формы скарново-рудных тел в соответствии с селективным скарнированием доломитов в магматическом этапе и последующим замещением послемагматическими известковыми скарнами всех пород разреза.

Размеры месторождений колеблются в широких пределах. Наряду с месторождениями с запасами в 1—3 млн. т (многие из североамериканских и европейских) существуют месторождения с запасами в сотни миллионов и даже до миллиарда тонн. Наибольшими размерами обладают месторождения в абиссальной фации глубинности, хотя и там имеется значительное число средних и даже мелких месторождений. Нередко скарново-рудные тела представляют собой серии линз, располагающихся то в висячем, то в лежачем боках бывшего доломитового пласта, границы и общая форма которого приблизительно сохраняются. Протяженность таких пластообразных скарново-рудных тел, участвующих в складчатых структурах рудного поля, по простиранию в абиссальных комплексах может измеряться несколькими километрами. Распространение оруденения на глубину до 1 км от поверхности установлено по меньшей мере в одном из абиссальных (Таежное) и одном из гипабиссальных (Темиртау) месторождений.

В большинстве случаев месторождения сложены не одним, а несколькими рудными телами, запасы которых, а иногда и качество руд могут быть существенно различными. Кроме того, такие месторождения в пределах контактового ореола (или области гранитизации) нередко встречаются группами и образуют рудные поля и узлы. Наибольшие из известных автору запасы промышленных руд железа в отдельных из таких рудных полей достигают 1,5 млрд. т (Леглиерская группа Южной Якутии). Следует напомнить, что небольшие и мелкие рудные тела и месторождения, непромышленные по железу, подчас имеют значительную ценность в качестве меднорудных.

Строение и состав скарново-рудных тел

Большинство общих положений, подлежащих обсуждению в данном разделе, детально рассмотрено нами ранее в уже цитировавшейся работе [79].

Состав и строение метасоматической колонки магнезиальных скарнов весьма устойчивы практически независимо от состава материнских интрузивов и изменяются лишь в различных условиях глубинности. В частности, в безволластонитовой фации в составе колонки могут появляться шпинель-энстатитовый скарн и гиперстен-полевошпатовые околоскарновые породы, в периклазовой фации — периклаз(брусит)-кальцитовые мраморы, а в геленит-монтичеллитовой фации глубинности — шпинель-монтичеллитовые скарны [1]. Однако указанные разности скарнов сравнительно мало распространены, и состав и строение метасоматической колонки магматического этапа в абиссальной и гипабиссальной фациях обычно такие, как на схеме рис. 2. Гипабиссальная колонка (Γ) соответствует условиям периклазовой фации глубинности. Зоны a' и a_1 принадлежат к известковоскарновым образованиям послемагматического этапа. Образующиеся одновременно с ними известковые скарны в зонах a—$г$ (с замещением пород этих зон) на схеме не даны. Для абиссальных условий приведен наиболее распространенный тип колонки (A) и тип колонки с энстатитовым скарном (A'). На линейке K показано расположение всех зон по отношению одна к другой и к исходному контакту.

Сравнительно нередко в поперечных сечениях скарновых контактов обнаруживаются те или иные отклонения от числа и расположения зон, показанных

---

1 Мервинитовые скарны в железорудных месторождениях не известны.

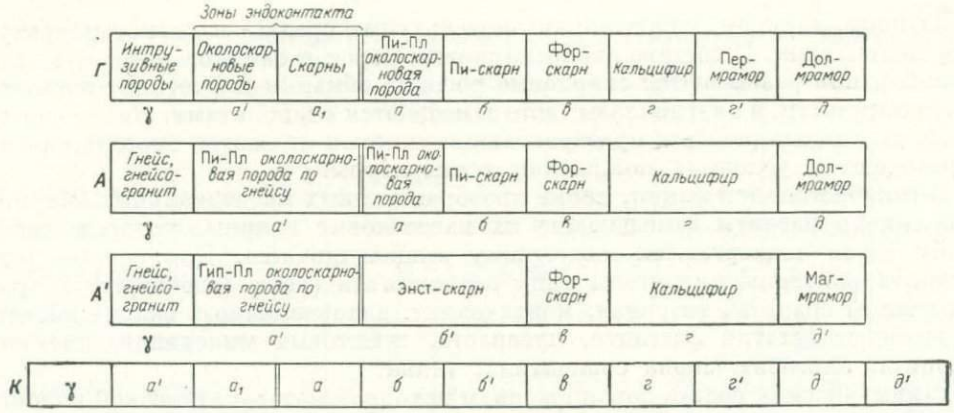


Рис. 2. Сводная схема расположения зон в основных типах метасоматических колонок магнезиальных скарнов

в схеме. Число качественно различных зон может быть меньше, а отдельные из них могут повторяться, нарушая общую последовательность расположения, показанную на схеме. Некоторые исследователи истолковывают такие явления как свидетельство отсутствия метасоматической зональности в наблюдаемом разрезе. Между тем почти всегда можно обнаружить кажущийся характер этих несоответствий. Чаще всего они связаны с определенными особенностями в ориентировке потока сквозьмагматических растворов по отношению к слоистости тела доломита, с неоднородностью зернистости и вещественного состава отдельных слоев, а также с интенсивностью процесса скарнообразования и различиями в соотношении инфильтрации и диффузии [79]. Кажущийся характер «нарушений» метасоматической зональности обычно устанавливается на основании наличия устойчивого порядка в положении отдельных пар граничащих между собой и повторяющихся в разрезе зон. Этот порядок соответствует схеме (см. рис. 2).

Необходимо подчеркнуть, что в большинстве случаев разрезы через скарново-рудные тела и контакты отличаются от данной схемы не только в силу указанных причин и интенсивного развития послемагматических известковых скарнов, а также проявления низкотемпературных изменений. Чаще различия вызываются сложным строением исходного разреза осадков, в частности наличием переслаивания доломитов с различными алюмосиликатными породами. Такое переслаивание приводит к тому, что поперечный геологический разрез через скарново-рудное тело предстает в виде сочетания нескольких метасоматических колонок, каждая из которых может быть так или иначе осложнена кажущимися нарушениями. В горизонтальных сечениях трубообразных тел ширина зон, как правило, значительно отличается от их истинной мощности (поскольку границы инфильтрационных зон в таких телах сменяются в направлении снизу вверх).

После консолидации интрузива минеральный состав скарнов магматического этапа может подвергаться глубоким изменениям. Пироксены (фассаит, диопсид, энстатит), форстерит и шпинель замещаются соответственно флогопитом, паргаситом, гумитовыми минералами, реже амфиболами. Возникают преобразованные магнезиальные скарны, которые далее могут подвергаться кислотному выщелачиванию и замещаться лучистыми амфиболами, амезитом,

серпентином, тальком, гидротальк итом и другими средне- и низкотемпературными минералами. В составе околоскарновых пород и скарнов зоны a_1 в абиссальной фации развиваются скарновые роговые обманки и флогопит повышенной железистости, а плагиоклазы часто замещаются скаполитами. Легко видеть, что все указанные реакции преобразования скарнов являются гистерогенными и протекают в условиях понижения температуры.

В гипабиссальной фации, кроме преобразованных магнезиальных скарнов, часто сильно развиты замещающие их известковые скарны, которые вместе с ними затем подвергаются кислотному выщелачиванию. Для состава этих скарнов характерны пироксены типа салит-авгита (реже геденбергиты), распространены гранаты, везувиан, монтичеллит; одновременно в скарне нередко присутствуют остатки фассаита, плеоната, гумитовых минералов, листочки флогопита, паргасит, зерна серпентина, тальк.

Таким образом, состав пород по зонам исходной метасоматической колонки к началу рудоотложения может быть довольно сложным. В этих породах могут сосуществовать одновременно три группы высокотемпературных минеральных ассоциаций: 1) магнезиальных скарнов магматического этапа (фассаит, форстерит, шпинель, битовнит-анортит, периклаз, монтичеллит), 2) послемагматических преобразованных магнезиальных скарнов (флогопит, паргасит, антофиллит, тремолит, гумитовые минералы), 3) известковых скарнов (салит-авгит, диопсид-геденбергит, монтичеллит, ксантофиллит, везувиан, гроссуляр, волластонит, андрадит).

В месторождениях с проявленной борной минерализацией, в магнезиальных скарнах и кальцифирах развиваются людвигит и некоторые другие бораты, а в околоскарновых породах турмалин. Для апомагнезиальных известковых скарнов в этих случаях характерен вонсенит, а для пород эндоконтакта — аксинит.

Околоскарновые породы и скарны эндоконтакта в гипабиссальных месторождениях по минеральному составу близки аналогичным породам известково-скарновых месторождений. Здесь распространены пироксены ряда диопсид — геденбергит, гроссуляровый гранат, полевые шпаты, иногда скаполиты, роговая обманка.

Нужно заметить, что железорудные месторождения с сильно развитыми известковыми апомагнезиальными скарнами в большинстве случаев обладают сравнительно небольшими запасами.

Так как минеральные ассоциации послемагматических пород, возникающих на месте скарнов отдельных зон колонки магматического этапа, так или иначе развиваются, целесообразно характеризовать эти послемагматические образования, привязывая их к схеме рис. 2 (зоны a—$д$). Однако при этом останется в стороне часть скарнов с промышленным оруденением, развивающихся с замещением алюмосиликатных пород вмещающего комплекса. В докембрийских гнейсовых толщах часть таких скарнов образует своего рода штокверкообразные тела в мигматитовых гнейсах, граничащих с магнезиальными скарнами, а в гипабиссальных месторождениях скарново-рудные массы иногда (как в Лебяжинском месторождении) развиваются в околоскарновых и близскарновых породах. И те и другие образования не имеют зонального строения, если не считать послерудных роговообманковых оторочек у жил пироксеновых скарнов в гнейсах.

Как отмечалось, в абиссальной фации состав силикатной части скарново-рудных тел ограничен в основном минералами магнезиальных скарнов и продуктов их изменений. Известковые скарны, сложенные ферриавгитом и андра-

Таблица 3

Химические характеристики пород формации магнезиальных скарнов по зонам метасоматической колонки, вес. %

Зоны	Породы	Число анализов	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO
а	Пироксен-плагиоклазовая	12	44,7—55,2	6,0—19,4	0,4—5,6	1,9—5,5	3,5—15,4	8,7—21,6
б	Шпинель-фассаитовые скарны	21	2,7—49,4	8,5—50,8	0,5—9,3	0,6—6,6	6,2—22,0	11,0—28,2
	Преобразованные флогопит-пироксеновые скарны	11	25,8—49,4	5,0—17,4	0,2—7,6	0,7—6,0	10,7—24,9	2,2—21,4
	Известковые скарны	14	32,0—46,6	4,4—20,0	0,9—27,5	0,4—5,7	0,4—20,4	12,1—43,2
в	Шпинель-форстеритовые (свежие и замещенные гумитовыми минералами и серпентином)	20	23,0—45,2	1,2—12,0	1,2—5,9	0,3—4,1	17,3—41,7	0,6—18,8
	Пироксен-форстеритовые (свежие и гистерогенно измененные)	7	31,3—47,3	3,9—12,2	0,7—3,4	1,0—4,4	22,5—38,9	1,5—17,4
г	Кальцифиры	16	2,3—17,7	0,2—4,9	0,1—3,0	0,1—0,5	12,9—28,8	29,0—37,8

Таблица 4

Химический состав эндоскарнов, вес. %

Компоненты	Ан. 1	Ан. 2	Ан. 3	Компоненты	Ан. 1	Ан. 2	Ан. 3
SiO_2	42.47	42.45	43.53	CaO	25.07	24.22	29.83
TiO_2	1.27	0.13	0.34	Na_2O	0.47	0.05	0.04
Al_2O_3	18.62	9.98	11.00	K_2O	0.49	0.00	0.00
Fe_2O_3	4.61	4.52	5.14	Прочие	1.52	2.22	1.00
FeO	2.81	4.75	1.35				
MgO	3.01	11.65	8.60		100.34	99.97	100.83

Ан. 1—пироксен-гранатовый скарн с плагиоклазом, сфеном, сульфидами и др.; месторождение Траверселла [129, с. 103]; ан. 2 и ан. 3—гранат-пироксеновые скарны, месторождение Харангон (Н. А. Блохина, 1975 г.).

дитом, здесь безрудны и развиваются или почти исключительно на месте гнейсов (Алданский щит), или и по экзоскарнам (Центральная Швеция; Адирондак в США).

Особенности минеральных ассоциаций и химического состава магнезиальных скарнов и продуктов их преобразования рассмотрены автором ранее [78, 79]. Здесь лишь отметим, что высокое содержание глинозема в составе этих пород (табл. 3) обусловливает ряд отмечавшихся выше особенностей минерального состава апомагнезиальных известковых скарнов. Химический состав последних также характеризуется значительно более высоким (чем в скарнах по известнякам) содержанием глинозема, которое нередко превосходит таковое в скарнах эндоконтакта (табл. 4).

Положение оруденения во времени и в пространстве

По отношению ко времени консолидации активного интрузива выделяется магнетитовое оруденение двух этапов: магматического и послемагматического. Оруденение магматического этапа в качестве главного в настоящее время установлено в небольшом числе месторождений, и абсолютно преобладает оруденение скарновой стадии послемагматического этапа. Кроме этих двух генераций магнетита, можно выделить генерацию гистерогенного магнетита.

Образование магнетитовых руд в магматическом этапе описано в литературе (П. Гейер, 1916 г.; К. А. Абдрахманов, 1965 г.) [75; 7; 52]. Представления всех указанных исследователей о геологических условиях и процессе образования скарново-магнетитовых руд магматического этапа сходны и отличаются от высказанной В. Г. Корелем гипотезы о формировании всех скарново-магнетитовых руд (в том числе и в формации известковых скарнов) как предмагматических в связи с «ранними магматическими растворами щелочной стадии, ... возникшими в магме, движущимися вместе с магмой и опережающими магму в своем восхождении в верхние горизонты земной коры» [33, с. 31]. Поскольку послемагматический характер магнетитовых руд в формации известковых скарнов не может подвергаться сомнениям, останавливаться на этих взглядах В. Г. Кореля нецелесообразно. Отметим лишь, что по отношению к апомагнезиальным известковым скарнам магнетит послемагматического этапа, как правило, несколько более поздний. Обратные соотношения редки [61]. Геологические, парагенетические, структурно-текстурные и химические признаки принадлежности магнетитовых руд к магматическому этапу будут рассмотрены при обсуждении особенностей самого магнетита.

Исключая фактор структурно-тектонического контроля, в пространственном распределении магнетитовой минерализации в пределах скарново-рудных полей, отдельных месторождений и рудных тел можно отметить следующие особенности.

Участки наиболее интенсивной гранитизации доломитов, сложенные околоскарновыми породами и пироксеновыми скарнами, обычно лишены магнетитового оруденения. Вместе с тем прилежащие к таким участкам алюмосиликатные породы, подвергшиеся магнезиальному метасоматозу с образованием пироксеновых или флогопитовых скарнов, часто несут промышленное оруденение (месторождения Южной Якутии, также Лебяжинское и др.).

В условиях нормально развитой метасоматической колонки магнезиальных скарнов, независимо от условий глубинности, магнетитовая минерализация магматического этапа захватывает главным образом зоны форстеритового и пироксенового скарнов (см. рис. 2, зоны *в*, *б*, $б_1$). Аналогично ведет себя и послемагматическое магнетитовое оруденение, располагаясь в границах тех же зон и почти не затрагивая кальцифиров. Однако энстатитовые скарны часто заключают промышленное оруденение, скарны же шпинель-фассаитового состава содержат более концентрированную минерализацию лишь там, где они интенсивно замещены флогопитом. Как правило, степень послемагматического магнетитового оруденения скарнов зон *б* и *в* оказывается пропорциональной степени их высокотемпературного преобразования.

Так как в большинстве случаев известковые скарны вначале развиваются с преимущественным замещением магнезиальных скарнов зон *а* и *б*, содержание магнетита в них обычно меньше, чем в прилежащих клиногумитовых скарнах. Однако по мере разрастания этих известковых скарнов в сторону мраморов (с замещением скарнов зоны *в*) количество магнетита в них может возрастать.

Обычно это происходит при салит-авгитовом составе известковых скарнов, андрадитовые же разности редко содержат промышленное оруденение. Для монтичеллитовых скарнов магматического этапа случаи рудоносности не установлены. Что касается эндоконтакта, то магнетитовое оруденение в известковых скарнах зоны a_1 известно лишь в единичных случаях (например, в инфильтрационных жильных телах Лебяжинского месторождения).

Таким образом, достаточно четко вырисовывается, что из представленных в общем случае в обсуждаемых месторождениях разностей скарнов магнезиальные более благоприятны для магнетитового оруденения, чем известковые. Эта закономерность прослеживается и для скарново-рудных полей с представленными в них различными скарнами. Магнетитовое оруденение в таких случаях локализуется в магнезиальных скарнах, скарны же по известнякам его лишены. Примерами могут служить некоторые скарново-рудные поля Западной Моравии (Д. Немец, 1963 г.), Джангалык Северный (В. А. Жариков, 1959 г.), Солонго [36] и др. Вместе с тем фактор общей основности среды не имеет абсолютного выражения. Например, среда пироксенового скарна сравнительно мало благоприятна для замещения магнетитом, если этот скарн тесно ассоциирует с форстеритовым (клиногумитовым) скарном. Однако эта же среда оказывается наиболее благоприятной, когда пироксеновые скарны образуют жилы в мигматитовом гнейсе.

В некоторых крупных месторождениях часть оруденения располагается не в экзоскарнах, а в околоскарновых породах, возникших на месте алюмосиликатных пород вмещающего комплекса. Минеральные ассоциации рудной массы в этих случаях свидетельствуют о ее образовании в условиях повышенной или высокой щелочности растворов (парагенезисы натрового скаполита с пироксеном, андрадита с ортоклазом). В таких условиях, как известно, магнетит непосредственно замещает полевые шпаты и скаполиты (Д. С. Коржинский, 1955 г., с. 397). Примеры таких месторождений рассмотрены в главе II.

Минеральный состав, структуры и текстуры руд

Подавляющая часть руд во всех фациях глубинности представлена магнетитовым минеральным типом. Лишь в единичных месторождениях наблюдается широко проявленная гематитизация (мартитизация) магнетита (Сивагли, Сюрень-Ата в СССР; Игл Маунтинс в США) или развитие магнетита по гематиту (Корнуолл в США; Осгруван в Швеции). Мушкетовит и маггемит в общем редки и незначительны. В большом числе месторождений вместе с магнетитом появляются железисто-магнезиальные бораты, количество которых колеблется в широких пределах, вплоть до образования борно-железных руд. В ряде месторождений руды являются комплексными по меди, которая в большинстве случаев поддается выделению в сульфидный концентрат. Примерами могут служить руды месторождений Сивагли в Южной Якутии; Кастильоне в Италии (группа Траверселлы); Корнуолл в Пенсильвании (США) и др. В некоторых же рудных телах, особенно в небольших, содержание халькопирита, замещающего магнетит, столь велико, что они разрабатываются на медь. Например, рудные тела некоторых участков месторождения Малко Тырново (в Болгарии); Оулд Хикори (в США) и др. Известны месторождения, в которых магнетитовые руды содержат шеелитовую минерализацию (Быстринское в СССР, Оулд Хикори в США и др.) или редкоземельное оруденение (Мальмчерра, Бастнез и др. в Швеции). Не имеющие самостоятельного значения по размерам магнетитовые

концентрации характерны для ряда месторождений золота (Кэйбл в США) и касситерита (Береговое, Кителя и другие в СССР).

В составе руд магнетит представлен по меньшей мере тремя генерациями. Наиболее ранняя относится к магматическому этапу скарнообразования, вторая — к скарновой, третья — к послескарновой стадиям послемагматического этапа. В третьей генерации магнетит появляется как продукт гистерогенного преобразования более ранних минералов (при бруситизации периклаза, серпентинизации форстерита и пироксенов, ссайбелиитизации и бруситовом замещении людвигита). Количественно эта часть магнетита обычно не превышает 5 об. % и только в аполюдвигитовых разностях руд иногда достигает 10—20 об. %. Главная часть магнетита в аподоломитовых магнезиальных скарнах представлена второй генерацией. Этот магнетит замещает силикатную часть пород контактового ореола. Непосредственное замещение магнетитом мраморов и кальцифиров, как правило, очень слабое. Сказанное следует подчеркнуть, поскольку еще встречаются мнения в пользу преимущественного замещения магнетитом не скарнов, а именно карбонатных пород в скарновых контактах.

Очевидно, невозможно рассматривать в качестве заместившего кальцит, например, магнетит руд в энстатитовых экзоскарнах или в салит-авгитовых (или роговообманково-флогопитовых) скарнах по гнейсам.

Только для немногих из гипабиссальных месторождений имеются данные, позволяющие предполагать, что в общей массе их промышленных руд существенны и руды, возникшие с непосредственным замещением магнетитом карбонатных пород (отдельные месторождения Горной Шории, Ирису в Казахстане; Траверселла в Италии; Игл Маунтинс в США). Как правило, в рудах присутствует то или иное количество скарновых минералов, замещение которых магнетитом выражено вполне отчетливо и прослеживается во всех разностях — от богатых массивных руд до рудных скарнов.

Закономерные различия в химическом составе и в микроструктурах магнетитов отдельных генераций изучены слабо, и разделение их обычно производится на основе структурных взаимоотношений магнетита с минералами силикатной части руд. Состав последней и структуры в рудах магматического и послемагматического этапов несколько различны и во многом определяются временем образования и положением оруденения в той или иной части метасоматической колонки магнезиальных скарнов или за ее пределами. Не вдаваясь в детали характеристик свойств скарновых минералов, что сделано ранее [79], отметим следующее.

В минеральном составе силикатной части рудной массы магматического этапа смена условий глубинности сказывается незначительно. За исключением энстатита (и монтичеллита, который в составе магнетитовых руд не известен) все остальные минералы исходных скарнов одинаково характерны в месторождениях как абиссальной, так и гипабиссальной фаций. Они почти всегда сопровождаются тем или иным количеством продуктов их послемагматического преобразования. В рудах большинства рассматриваемых месторождений широко развиты гистерогенные железисто-магнезиальные водные силикаты, число минеральных видов и количества которых далеко превосходят таковые железорудных скарновых месторождений в известковых контактах. Широко развиты здесь флогопит, паргасит, амфиболы рядов тремолит — актинолит и антофиллит — жедрит, хлориты группы амезита, серпентин, тальк.

Перечисленные минералы могут появляться в различных сочетаниях при господствующем обычно серпентине. Почти все они, естественно, могут встре-

чаться и в составе руд магматического этапа как продукты послемагматического изменения магнезиальных силикатов и шпинели. Следует заметить, что минералы, возникшие на месте пироксена в магнезиальных скарнах и в скарнах по известнякам, существенно различаются. Для первых характерен тремолит, а для вторых — уралитовая роговая обманка.

Независимо от времени оруденения, магнетитовые руды в магнезиальных скарнах удобно делить, как это делает А. И. Пухарев [53; 54], на два типа: а) руды, в составе силикатной части которых господствуют магнезиальные ортосиликаты (форстерит, минералы группы гумита) или продукты их замещения, — ортосиликатные и б) руды, скарновые минералы которых представлены пироксенами или заместившими их амфиболами и флогопитом, — метасиликатные. Такое разделение целесообразно, поскольку опирается на различия в химическом составе руд, обусловленные различиями в ассоциациях скарновых силикатов и в составе исходных пород, подвергшихся скарновому и рудному замещению. Следует, однако, иметь в виду необходимость дополнительного разделения метасиликатных руд на аподоломитовые и апоалюмосиликатные.

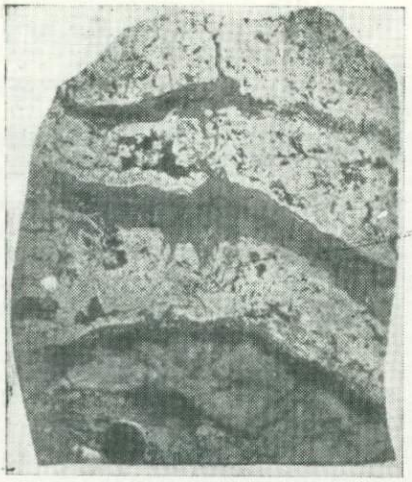
Рассмотрим особенности руд магматического и послемагматического этапов несколько подробнее. Форстерит в рудах магматического этапа обычно сильно замещен гумитовыми минералами и серпентином. Железистость его не охарактеризована. Фассаит в ряде случаев хорошо сохраняется, хотя часто вместе со шпинелью замещается минералами магнезиальных и известковых скарнов послемагматического этапа и более низкотемпературными. Железистость его в месторождении Шерегешевское составляет 17—20%, т. е. повышена против распространенной в фассаитах месторождений с иным составом оруденения [80]. В существенно энстатитовых рудах Таежного месторождения нами наблюдался не фассаит, а диопсид с железистостью до 12%.

Энстатит в магнетитовых рудах магматического этапа распространен в месторождении Эмельджакское. Железистость его здесь колеблется в пределах 23—25%, тогда как в скарнах Таежного месторождения, безрудных или заключающих послемагматическую магнетитовую минерализацию, железистость составляет 13—17%.

Для руд магматического этапа характерна шпинель, количество которой, однако, даже в различных частях крупного штуфа колеблется в широких пределах (от полного отсутствия или единичных зерен в шлифе до 10—15% нерудной части).

Появление флогопита сопровождается обычно развитием и гумитовых минералов на месте форстерита (а в последующем и серпентинизацией), и нередко силикатная часть руды магматического этапа соответствует уже по составу преобразованным магнезиальным скарнам или становится хлорит-серпентиновой (рис. 3 и 4). Изменения такого рода особенно распространены в месторождениях абиссальной фации. В гипабиссальных месторождениях магнезиальные силикаты и шпинель обычно замещаются еще и минералами известковых скарнов (салит-авгитом, гроссуляром, везувианом, ксантофиллитом). Последние входят в ассоциации с магнетитом и нередко наследуют характерные особенности положения фассаита и шпинели в структуре руды. Указанные соотношения минеральных ассоциаций магнезиальных и известковых скарнов отмечают многие исследователи в различных месторождениях. В качестве пострудного известковоскарнового минерала местами отмечается андрадит.

Во многих случаях часть магнетита в рудах магматического этапа принадлежит к послемагматическим образованиям, на что указывают особенности его химического состава и внутреннего строения, а также взаимоотношения



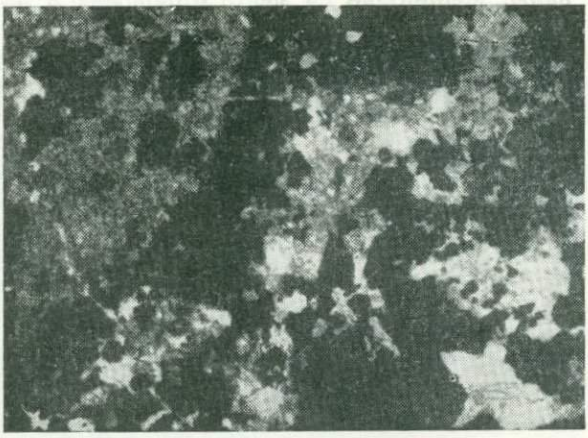


Рис. 3. Магнетитовая руда магматического этапа. Форстеритовые жилки проникают в массу магнетита. Форстерит сильно замещен клиногумитом. Месторождение Крумово, полированный штуф, обр. 17 Нат. вел.

Рис. 4. Магнетитовая руда магматического этапа. Силикатная масса слева — клиногумит (темное), далее — форстерит, замещенный клиногумитом и серпентином, справа — волокнисто-игольчатый тремолит (белое). Месторождение Крумово, обр. 15. Увел. 20

с минералами апомагнезиальных известковых скарнов. Количество этого магнетита по отношению к более раннему может меняться в очень широких пределах. Сульфидная, редкометальная и иная рудная минерализация в магнетитовых рудах целиком послемагматическая.

Как отмечалось ранее [75], в гипабиссальных месторождениях отложение магнетита магматического этапа начинается в процессе инфильтрации растворов в карбонатной массе доломитового мрамора и несколько предшествует развитию в нем значительных количеств магнезиальных силикатов, зерна которых часто обрастают выделившиеся группы зерен магнетита, как бы блокируя их в различной степени. Блокирующими являются форстерит, фассаит (или диопсид) и шпинель. При интенсивном замещении форстерита гумитовыми минералами или тремолитом реликты форстерита позволяют правильно ориентироваться в возрасте магнетита относительно указанных минералов.

В. С. Приходько [52, с. 12] указывает, что в различных скарнах месторождения Шерегешевского (форстеритовых и фассаитовых) преобладают несколько различные по химическому составу и зернистости магнетиты, из которых один замещает скарновые минералы, а другой ими замещается. Однако главная масса руд (около 70%) в шпинель-фассаитовых скарнах данного месторождения сложена магнетитом, у которого обнаруживаются признаки образования, одновременного со скарновыми минералами. Характерное положение гумитовых минералов (зернистые каймы около зерен магнетита и жилки в его массе) отмечается [79] и в магнетитовых полосках преобразованных трещинных магнезиальных скарнов.

Жилкование магнетитовой массы шпинелью и силикатами скарна наблюдалось почти во всех месторождениях со значительным развитием руд магматического этапа (см. рис. 3). Несколько реже отмечаются магматические инъекции материнских гранитоидов в рудах (демонстрировались нам Л. Василевым

на материале месторождения Крумово), а также брекчирование руды гранитоидами в Питкяранте [79] и в месторождении Брубю [111, с. 32].

В околоскарновых породах (зоны *а* и *а'* на рис. 2) магнетитовая минерализация магматического этапа наблюдалась лишь в месторождениях абиссальной (безволластонитовой) фации глубинности. Переменные, иногда значительные количества этого магнетита развиваются с замещением пироксенов. Одновременно он оказывается более ранним, чем ортоклаз, который образует своего рода «прокладки», внедряясь в стыки его зерен с пироксеном и плагиоклазом. В ряде же случаев этот магнетит появляется еще до развития плагиоклаза или гиперстена, замещающего плагиоклаз.

Мирмекиты, развивающиеся на зернах калиевого полевого шпата, и симплектоидные агрегаты биотита и кварца (по пироксенам и ортоклазу) обрастают зерна этого магнетита [79], что указывает на условия уже начавшегося снижения щелочности растворов. Сине-зеленая роговая обманка и железистый флогопит всегда обнаруживают более позднее развитие по отношению к выделениям этой части магнетита. Крупные массы флогопит-роговообманковых скарнов, заместивших околоскарновые породы обеих частей контакта и прилежащие участки гнейсов в месторождениях Южной Якутии, нередко заключают промышленное оруденение, однако уже послемагматическое.

В тех же месторождениях мигматитовые гнейсы и кристаллические сланцы, вмещающие скарново-рудные тела, местами сами несут магнетитовую минерализацию. Структурное положение данного магнетита в массе этих пород не вызывает сомнений в его метасоматическом происхождении (рис. 5). Однако промышленное оруденение данного типа здесь не встречено, вследствие чего оно здесь детально не рассматривается. Отметим лишь, что многие его особенности очень близки особенностям промышленных месторождений метасоматических магнетитовых руд в аналогичных гнейсах и кристаллических сланцах Адирондака, описанных П. Симсом (1958 г.), П. Хотцем (1953 г.) и др. Бедные руды данных месторождений сходны с таковыми Южной Якутии.

Обращаясь к послемагматическому магнетитовому оруденению, можно отметить следующие отличия минерального состава экзоскарнов, вмещающих эту часть оруденения, от состава руд магматического этапа.

1. Послемагматическое магнетитовое оруденение, по-видимому, не образуется (или образуется очень редко) в биминеральных шпинель-фассаитовых скарнах. Такое оруденение изредка встречается в флогопит-диопсидовых (преобразованных) скарнах.

2. Значительную роль в составе руд гипабиссальных месторождений могут играть минералы известковоскарновых ассоциаций (второй группы, см. выше), в том числе пироксены.

Наибольшее количество скарново-магнетитовых руд Адирондака заключено в пироксеновых скарнах, однако довольно многочисленны и имеют значительную мощность тела этих скарнов, лишенные минерализации. Это отмечали П. Симс (1958 г., с. 17) и другие исследователи [2, с. 225; 133, с. 32 и 38], по данным которых оруденение заключено в пироксеновых скарнах с наиболее распространенной железистостью в 30—50%. Отношения этих скарнов с диопсидовыми (фассаитовыми? — *Л. Ш.*) таковы, что не вызывают у американских геологов сомнений в формировании рудоносных салитовых разностей за счет безрудных диопсидовых.

Следует, однако, подчеркнуть следующее: наиболее железистые — ферросалитовые, по Леонарду, и ферриавгитовые в нашей терминологии [79] — пироксеновые скарны не подвергаются магнетитовому оруденению. Это

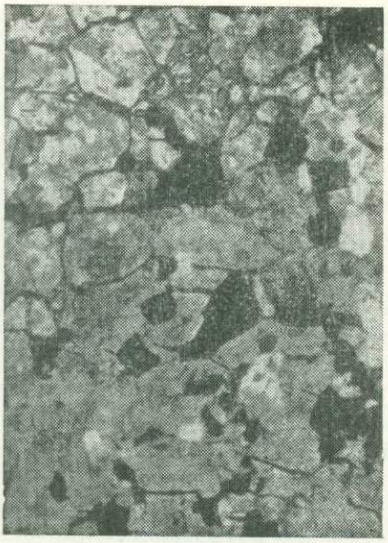


Рис. 5. Развитие магнетита (черное) в частично мигматизированном роговообманковом кристаллическом сланце. Полевые шпаты нацело альбитизированы. Магнетит проникает в трещинки зерен полевого шпата. Месторождение Пионерское, скв. 6, обр. 1031а. Увел. 20

положение для докембрийских скарновых месторождений выглядит общим правилом, которое дополняется еще и безрудностью в этих месторождениях андрадитовых скарнов. Это отмечалось автором [71], и особенно было подчеркнуто Леонардом и Баддингтоном [133, с. 38] для месторождений Адирондака, а также Гейером и Магнуссоном [117] для месторождений Центральной Швеции.

Одно из возможных объяснений данного явления может заключаться в особенностях кислородного режима при образовании ферриавгитовых скарнов (чрезмерно высокое отношение $Fe^{3+} : Fe^{2+}$). Это предположение подтверждается тем, что и в гипабиссальной фации скарны, сложенные железистым фассаитом (в составе которого указанное отношение двух форм железа больше единицы), как, например, в Монтане (А. Нопф, Д. Ли, 1957 г.), также не несут магнетитового оруденения. Очевидно, отсутствие промышленной магнетитовой минерализации в обсуждаемых высокожелезистых пироксеновых скарнах не связано с низким уровнем общей железистости растворов. Это непосредственно следует из распространенности руд, в которых магнетит ассоциирует с форстеритом, магнезиальным флогопитом, а также с диопсидом и салитавгитом, руды же с ферриавгитом и железистым фассаитом в их силикатной части не встречаются.

Причины закономерного отсутствия магнетитового оруденения в андрадитовых скарнах в докембрийской (абиссальной) их части и появления его местами в гипабиссальной части остаются не вполне ясными. Пространственно эти скарны в докембрии тесно связаны с безрудными же ферриавгитовыми скарнами, и причины отсутствия магнетитового оруденения в тех и в других, скорее всего, общие. Возможно, при заданной общей железистости раствора минимально необходимая для образования андрадита величина активности кислорода обеспечивает и образование магнетита. Однако дальнейшее ее увеличение изменяет соотношение $Fe^{3+} : Fe^{2+}$ в сторону, неблагоприятную для появления значительных рудных масс.

Естественно, сам факт наличия андрадитовых скарнов еще не предоставляет возможности судить о том, был ли пройден упомянутый «предел» величины кислородного потенциала. Представление об этом можно получить уже из особенностей пироксена, ассоциирующего с андрадитом (с учетом наличия или отсутствия магнетитового оруденения в этих скарнах). Согласно Д. С. Коржинскому (1945 г.), пироксен с железистостью менее 50% в присутствии кварца и кальцита с магнетитом не встречается. Вместо него образуется андрадит. Повышенная щелочность сквозьмагматических и послемагматических растворов в древних щитах и существующая зависимость между кислотностью — щелочностью растворов и активностью в них кислорода (Д. С. Коржинский, 1962 г.) подкрепляют высказанное предположение.

Сколько-нибудь систематизированные данные наблюдений над соотношением железистости пироксена и граната в апомагнезиальных известковых скарнах отсутствуют. По личному сообщению А. Е. Лисицына, в месторождении Солонго гранат с железистостью 62% андрадитового минерала ассоциирует с пироксенами, содержащими от 4 до 20% геденбергитовой составляющей, гранат с железистостью в 68% — с железистым салитом (fm = 53%), а андрадит (fm = 96%) — с диопсидом (fm = 12%). Причиной такой неупорядоченности в распределении железа между сосуществующими пироксенами и гранатами может быть нерасчлененность гранатов (и пироксенов) по температурным генерациям или наличие физико-химической неравновесности в изученных ассоциациях.

Таким образом, послемагматическая промышленная магнетитовая минерализация в зоне биминеральных шпинель-фассаитовых скарнов, по-видимому, встречается только там, где эти скарны подверглись воздействию послемагматических растворов с изменением состава пироксена. Большая благоприятность для оруденения более магнезиальной и менее кремнеземистой среды хорошо прослеживается в явлениях резкого уменьшения количества магнетита у контактов форстерит-магнетитовых руд с пироксеновыми скарнами.

В связи с различной скоростью роста зон клинопироксенового, энстатитового и форстеритового скарнов нередко наблюдается одновременное совместное присутствие в скарне форстерита с тем или иным пироксеном, из которых диопсид развивается с замещением энстатита. Количества форстерита и пироксенов в таких скарнах могут сильно меняться. Магнетитовому замещению подвергается сначала почти исключительно форстерит, что обусловливает сохранение в руде пироксенов в виде «реликтов» и придает ей характерную пятнистость. После более или менее полного замещения магнетитом форстерита и серпентинизации остатков последнего руда выглядит как образовавшаяся по пироксеновому скарну. Формирование подавляющей части пироксен-флогопит-магнетитовых руд послемагматического этапа в южноякутских месторождениях шло, по-видимому, именно таким путем, и, следовательно, встречающаяся в них пятнистая текстура является унаследованной. Подобная текстура в скарнах мономинерального состава возникает очень редко.

Наряду со сказанным выше об оруденении в пироксеновых скарнах зоны *б* в месторождениях абиссальной фации известны промышленные тела послемагматических магнетитовых руд, сформированных в пироксеновых скарнах по алюмосиликатным породам. В минеральном составе этих руд характерны сине-зеленая роговая обманка, повышенной железистости флогопит (fm = = 15—25%) и реликты полевых шпатов и салит-авгита.

В условиях алданских месторождений принадлежность исходного пироксенового скарна к апоалюмосиликатным (с замещением околоскарновых пород, гнейсов и др.) обычно легко устанавливается. Однако близкий к указанному минеральный состав руд (с тем или иным количеством салит-авгита, роговой обманки, флогопита) в месторождениях Адирондака может оказаться соответствующим оруденению в «измененных» (процессами гранитизации) скарнах, выделяемых для этих месторождений.

Относительно более редко встречается промышленное магнетитовое оруденение в околоскарновых породах пироксен-скаполитового состава, изучавшееся автором в месторождениях Алдана. Околоскарновые породы, о которых идет речь, не относятся к тем биметасоматическим образованиям, которые распространены во флогопитовых месторождениях региона (М.А. Лицарев, 1961 г.), а образуют крупные тела, возникшие на месте различных кристаллических

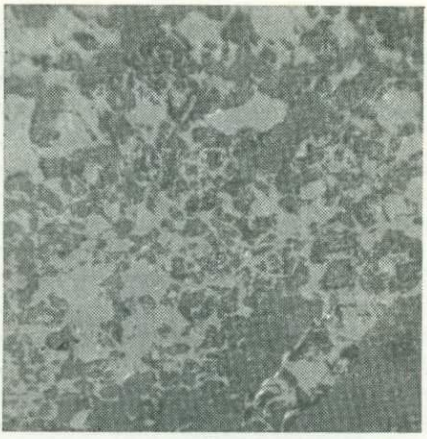


Рис. 6. Формы зерен магнетита в тонкозернистой вкрапленной части руд. Видно развитие магнетита с замещением силикатной (скаполит-пироксеновой) массы. Месторождение Пионерское, скв. 7, обр. 1073. В отраженном свете. Увел. 40

сланцев, подвергшихся воздействию послемагматических растворов, инфильтрировавшихся в контактах аляскитовых и субщелочных гранитов с доломитами.

Представительным месторождением этого типа служит Пионерское, хотя аналогичное оруденение меньших масштабов имеется и в одном из рудных тел месторождения Сивагли и совсем незначительное — в Таежном. Вмещающие оруденение породы представлены в основной их массе биминеральными пироксен-скаполитовыми разностями с примесью сфена и с редкими реликтами исходного плагиоклаза. Скаполит относится к преобладающе натровой разности со средним содержанием мейонитовой молекулы в 35% (не ниже 26 и не выше 45%), пироксен представлен разностью салит-авгита, переходной к ферриавгитам. Железистость пироксена, определенная по замерам величины n_g в восьми образцах, составляет 30% ($n_g = 1{,}717$). Для минерала характерна абсорбция по схеме $n_p \geqslant n_m > n_g$. Местами в породе встречаются кварц, кислый плагиоклаз и калиевый полевой шпат, унаследованные от мигматитовых шнуров в исходных кристаллических сланцах.

Кроме того, в тесной пространственной связи с процессами оруденения в породах развиваются сине-зеленая роговая обманка, магнетит, ортит, сульфиды, редко флогопит; проявлена эпидотизация. Преобладающая масса руд — неравномерная вкрапленность магнетита с четким замещением им пироксена и скаполита (рис. 6.). В этой массе обильны различной формы (в том числе жильной) обособления массивнозернистого магнетита. Последний местами как бы цементирует раздавленные (без перемешивания кусков) вкрапленные и пятнистые руды. Взаимоотношения магнетита с ортитом указывают на близкоодновременное образование этих минералов.

Как отмечалось, распространенными рудными минералами, придающими дополнительную ценность магнетитовым рудам в рассматриваемых месторождениях, являются бораты и сульфиды. Условия образования и состав боратов по зонам метасоматической колонки в ассоциациях с магнетитом рассмотрены Н. Н. Перцевым [49] и автором [73, 80]. Кроме пирита, который в ряде месторождений является кобальтоносным, и пирротина, в составе руд местами значительны халькопирит и другие сульфиды меди. Так, в рудах Корнуолла (Пенсильвания) пирит составляет в среднем 1—2% массы руды (до 10—15%) и служит источником попутной добычи кобальта. В этом же месторождении халькопирит извлекается для выплавки меди. Значительно более редок арсенопирит (месторождение Аргыштаг в Горной Шории). Висмутовая минерализация широко распространена, однако лишь в месторождении Чокадамбулак содержание висмута в железных рудах приближается к промышленным [20].

Сфалерит ограниченно и неравномерно распространен в месторождениях абиссальной фации: он почти не встречается в алданских, но довольно обычен в адирондакских и шведских. Количество его в рудах Адирондака редко достигает 1% [133, с. 64]. Наибольшие концентрации его в месторождениях Цен-

тральной Швеции располагаются вне магнетитовых тел. В гипабиссальных месторождениях сфалерит обычен, и в отдельных из них это один из главных минералов сульфидно-магнетитовых разностей руд. Общие количества сульфидов в рудах сильно изменяются и соответственно выделяются малосернистые и сернистые разности руд.

Апатит в ортосиликатных рудах месторождений различной глубинности не превышает значения акцессорного минерала, как и в рудах по пироксен-скаполитовым околоскарновым породам и в трещинных магнезиальных скарнах по гнейсам и кристаллическим сланцам (в докембрии). В месторождениях абиссальной фации магнетитовые руды в породах зоны пироксеновых скарнов (зона *б* метасоматической колонки), как правило, не содержат повышенных количеств апатита [1], среди гипабиссальных же известно одно месторождение (Лебяжинское) высокофосфористых (апатитовых) разностей руд в пироксеновых и пироксен-гранатовых скарнах по доломитам и по алюмосиликатным породам, а также бурундучных магнетит-апатитовых разностей [43]. Это месторождение выделяется среди других в данной формации скарнов тем, что рудоносны в нем апомагнезиальные известковые скарны. Впрочем, магнетитовые руды другого месторождения с интенсивно развитыми апомагнезиальными известковыми скарнами (месторождение Харангон) не содержат значительных количеств фосфора. Повышенная щелочность материнского интрузива также встречается в других месторождениях (Леспромхозное и др.), руды которых характеризуются низкими содержаниями фосфора.

Структурные взаимоотношения апатита с магнетитом в рудах Лебяжинского месторождения указывают [43] на наличие нескольких его генераций, из которых ранняя — дорудная, а поздняя — пострудная. Апатиты данного месторождения являются редкоземельными. Редкоземельная минерализация иного состава в магнетитовых рудах описана в месторождениях Центральной Швеции (П. Гейер, 1920 г.), [115] и Южной Якутии [41, с. 85]. Главный редкоземельный минерал здесь — ортит, к которому в шведских месторождениях (отдельные из которых разрабатывались) добавляются церит, магнезиоцерит, флюоцерит, бастнезит и тёрнебомит. Из взаимоотношений ортита с магнетитом и скарновыми минералами отчетливо выступают метасоматический характер редкоземельных минералов и их близкоодновременное с магнетитом образование.

Комплекс минералов, связанных со сравнительно низкотемпературными изменениями скарновых силикатов в рудах, представлен в основном серпентином, к нему местами добавляются амфиболы, тальк, магнезит (обильный в Леспромхозном месторождении), амезит, брусит, кальцит и другие карбонаты, водные бораты, изредка минералы группы эпидота и др.

Среди структурно-текстурных особенностей магнетитовых руд рассматриваемых месторождений отметим дополнительно следующие.

Отчетливость замещения магнетитом силикатной массы скарна возрастает от богатых руд к бедным. Рудам обоих этапов свойственна неравномерность в размерах зернистости силикатной части и магнетита, а также колебания в соотношении массивных и вкрапленных разностей. В гипабиссальных месторождениях зернистость, как правило, тоньше. Вкрапленность обычно

---

[1] За исключением руд некоторых месторождений Северной Швеции (Тьявелк, Раккурийоки), в которых сингенетичный с магнетитом апатит местами обилен (среднее содержание фосфора в рудах месторождения Тьявелк 1,3% P). Этот апатит содержит 2,3% Cl и 1,3% F (Р. Фритш, 1967 г.).

сопровождается жилками, гнездами и иными обособлениями магнетита в массе скарна, объединение которых приводит к появлению пятнистых руд. Часть последних формируется и при селективном замещении магнетитом ортосиликатов, встречающихся в пироксеновых скарнах. Возникающие при этом отношения магнетита с пироксеном могут быть ошибочно истолкованы как неравномерное замещение магнетитом пироксеновой массы. В рудах на месте алюмосиликатных пород распространена сине-зеленая роговая обманка, развивающаяся после отложения магнетита и с замещением пироксенов и полевых шпатов. Однако в ряде случаев отношения магнетита и этой роговой обманки также ошибочно могут быть приняты за обратные [79].

Первичная полосчатость в текстурах руд отсутствует, однако иногда наблюдается ориентированно-линейное расположение листочков флогопита в слаборуденелой массе, заместившей шпинель-пироксеновый скарн или околоскарновую породу. При этом в части полосок листочки слюды располагаются в направлении, поперечном к ориентировке остальной их массы. Описывая такую полосчатость, одни исследователи (С. Тилли, Дж. Флетт, 1930 г.), [133] отмечают, что она не имеет ничего общего с полосчатостью метаседиментогенного происхождения, а другие [136, с. 36] допускают первоначальный осадочный характер полосчатости в структурах богатых флогопитом руд, однако считают не обязательным на этом основании делать заключение об осадочном происхождении самой руды. В подтверждение последнего положения Лундберг [136] ссылается на пример месторождения Ридемпшион (США), в котором часто полосчаты скарны и сравнительно бедные магнетитовые руды в этих скарнах, однако при большем количестве магнетита полосчатость практически исчезает. Очень четкая, до ажурности тонкая и ритмическая полосчатость свойственна магнетитовым телам скарново-грейзеновых месторождений [79; 80].

Характерные сложножилковатые текстуры руд в скарнах зон *б* и *в* также нередки, хотя более распространены в трещинных скарнах по алюмосиликатным породам, а также в участках раздавливания околоскарновых пород (с рудным замещением последних), где появляются и брекчиевидные разности руд. Во взаимоотношениях с людвигитом магнетит чаще обнаруживает несколько более раннее или одновременное с ним развитие. Нередко в связи с появлением жилок и гнезд людвигита магнетит возле них перекристаллизовывается и текстура руды становится пятнистой.

Попеременно преобладающие в рудах пирротин и пирит образуют различной густоты и размеров зернистости вкрапленность, жилки, мелкие гнезда в массе магнетита. В отдельных случаях эти сульфиды и халькопирит частично замещаются гистерогенным магнетитом.

В массе руд большинства месторождений наблюдаются явления перекристаллизации магнетита и скарновых минералов. Обычно они сопровождаются развитием флогопита, роговой обманки, амфиболов ряда тремолит — актинолит, реже — апатита и минералов группы эпидота и магнезиального хлорита. В соответствии с тектонической обстановкой, часть перечисленных силикатов может выполнять жилки в рудной массе, однако чаще образует в ней гнезда и пятна, сопровождаясь иногда сульфидами. Сам магнетит иногда меняет зернистость и степень кристалличности.

Большинство исследователей правильно рассматривают такие изменения как гистерогенные в своей основе, обусловленные понижением температуры в контакте. По отношению к вмещающим породам они нередко обозначаются так же, как явления магнезиального метасоматоза, поскольку одновременно с изменениями в рудах в прилежащих к скарново-рудным телам роговиках

и в приконтактовых частях самих гранитоидов местами проявлена биотитизация и амфиболизация [28; 84], (Б. К. Виноградов, 1972 г.; В. В. Боголепов, 1962 г.).

Наряду с этим встречаются попытки использовать указанные явления в качестве доказательств метаморфизма руд со стороны материнских гранитоидов или гранитоидов более поздних фаз интрузии [34; 16]. Не обсуждая противоречия такой точки зрения фактическим характеристикам месторождений, заметим лишь, что несомненные и характерные признаки метаморфизма известковых скарнов и руд, подобные выявленным в магнетитовых месторождениях Ташелгинской группы [68; 58] [1], в данных месторождениях отсутствуют. Выдвинутые В. Г. Корелем (1953 г., 1958 г.) доводы подверглись справедливой критике при рассмотрении Шерегешевского и других месторождений Горной Шории [84].

Имеющийся в распоряжении автора огромный материал позволяет утверждать, что зернистость магнетита в рудах изменяется без каких-либо видимых закономерностей в широких пределах даже в различных участках одного месторождения. Вместе с тем отмечается уменьшение размеров зерен (в среднем) с уменьшением глубинности месторождений.

В рудах месторождений Питкяранты, Леспромхозного, Шерегешевского и других встречаются кристаллы магнетита, имеющие зональное строение. В неизмененных разностях руд видно чередование в краях кристаллов зон магнетита и плеоназта (корродирующего магнетит и по трещинкам), в измененных же чередуются уже магнетит и флогопит. Своеобразные зональные магнетиты описали Дэвидсон и Уилли [94] в рудах Корнуолла. В этих магнетитах, кроме зональности, состоящей в чередовании магнетита с силикатами, выделяется зональность по цвету магнетита и мелким включениям в нем. Внутренние части зерен содержат больше включений шпинели, имеют большую яркость отражения и желтоватую (коричневатую) окраску. Хикок [124] отмечает, что голубоватая часть магнетита обладает повышенной твердостью и является более ранней, Дэвидсон же и Уилли не установили взаимоотношений этих двух разностей магнетита.

Изометричные формы зерен магнетита в некоторых рудных телах или их частях (месторождения Осгруван в Швеции, Корнуолл в США) уступают место микротаблитчатым, которые часть исследователей используют в качестве доказательства образования этих скарново-магнетитовых руд за счет и на месте химически осажденных гематитовых руд [144]. Хотя, как справедливо замечает Гейер [112], существуют нормальные скарновые месторождения, часть руд которых сложена гематитом. Справедливость этого замечания видна на примере части руд месторождения Корнуолл, принадлежность которого к нормальным скарновым не вызывает сомнений. Правда, в рудах Корнуолла пластинчатая и обычная зернистая разности магнетита вместе не наблюдались и отношения их неизвестны [94]. В ядрах пластинчатых псевдоморфоз магнетит содержит меньше примесей (в твердом растворе), чем во внешних частях.

Внутреннее строение и химический состав магнетитов различных генераций охарактеризованы лишь для небольшого числа месторождений. Эти данные показывают, что детали внутреннего строения магнетитов скарновых руд различных этапов неустойчивы, и разделение их по времени образования только на этой основе оказывается невозможным. Результаты оптических исследований приобретают определенность только в некоторых случаях и лишь с учетом

[1] А также Западной Моравии (Д. Немец, 1969 г., 1971 г.).

минеральной ассоциации и структурного положения магнетита в рудной массе. Наличие или отсутствие в магнетите микровростков магнезиальной шпинели и ильменита в структурах замещения или в структурах распада твердых растворов является в данном случае главной из оптических характеристик.

Относительно шпинели можно сказать, что само по себе наличие ее микровростков в структурах распада твердых растворов не решает вопроса о принадлежности заключающего ее магнетита к той или иной генерации. Только гистерогенный магнетит всегда свободен от таких вростков, магнетит же из рудной части скарнов по доломитам почти всегда содержит их в том или ином количестве. Однако в магнетите магматического этапа наряду с такими вростками шпинели обычно имеются зерна этого минерала, отчетливо корродирующие магнетит по трещинкам и с краев [79]. В магнетите послемагматического этапа подобные формы развития шпинели неизвестны. Следует отметить, что в явно послемагматическом магнетите из жильных скарнов по алюмосиликатным породам в месторождении Таежном (типа представленных на рис. 1), в силикатной массе которых преобладают салит-авгит, роговая обманка и флогопит, микровростки шпинели в структурах распада твердых растворов распространены. Наряду с этим в послемагматических же рудах по пироксен-скаполитовым породам (Пионерское месторождение) как вростки шпинели, так и вростки ильменита в магнетите не отмечены.

Эти особенности появления шпинели в магнетитах послемагматического этапа, по-видимому, обусловлены различиями в активности магния в растворах, просачивавшихся в разных по составу породах, вмещающих оруденение. Леонард и Баддингтон [133, с. 57] отмечают широкое распространение шпинели в магнетитах Адирондака из месторождений разных типов, но меньше всего в скарновых.

С наличием в магнетите вростков шпинели несомненно связана та или иная часть магния и глинозема, устанавливаемых в нем химически. Поэтому навеска магнетита для анализа должна приготовляться с учетом необходимости избежать потери шпинели (и ильменита).

Представление о большой чистоте по титану магнетитов скарновых месторождений, содержание титана в рудах которых обычно не превышает $0{,}0n\%$ TiO_2, сложилось на основе характеристик магнетитов из послемагматических руд в экзоскарнах. Как выяснилось, повышенные количества титана (0,3—0,4 до 1,8% TiO_2) и соответственно микровростки ильменита свойственны магнетиту магматического этапа в магнезиальных скарнах и околоскарновых породах, а также послемагматическому магнетиту жильных магнезиальных скарнов в алюмосиликатных породах. Однако не во всех случаях повышенные содержания титана в том и другом магнетите сопровождаются микровростками ильменита, характерными для структур распада твердых растворов. В тех случаях, когда вростки имеются, для магнетита из руд Алданского щита по алюмосиликатным породам характерны преимущественно неправильные микрозерна, лейстовидные пластинки, а иногда и жилки в зернах магнетита. В отличие от этого в магнетитах магнезиальных скарнов ильменит присутствует главным образом в тонких, редко удлиненных в срезах микропластинках (структуры распада твердых растворов), отороченных по краям зернышками шпинели. Вместе с тем для части руд по алюмосиликатным породам присутствие ильменита устанавливается и в магнетите, образовавшемся до гранитизации, и в магнетите послемагматического этапа.

Какая-либо зависимость между количеством титана в магнетите и наличием в нем структур распада с появлением микровростков ильменита не уста-

Таблица 5

Содержание примесей в магнетитах некоторых месторождений в магнезиальных скарнах, вес. %

Месторождения	Число анализов	TiO_2	Al_2O_3	MgO	MnO	Источник
Таежное	4	0,07—0,40 / 0,23	0,28—1,23 / 0,64	1,04—3,23 / 2,1	0,14—0,23 / 0,16	[49]
»	4	0,26—0,46 / 0,35	0,36—0,47 / 0,42	0,13—0,58 / 0,39	0,05—0,14 / 0,08	
Леспромхозное	6	0,03—0,07 / 0,05	0,38—3,78 / 1,55	1,24—1,73 / 1,4	0,65—1,39 / 1,1	[61]
Тейское	9	0,15—0,51 / 0,30	0,0—6,66 / 2,22	0,21—5,0 / 2,1	0,05—0,40 / 0,14	[9]
Шерегешевское	6	0,14—0,76 / 0,32	0,51—3,11 / 1,80	0,18—0,83 / 0,55	0,39—1,97 / 1,24	[9]
»	12	— / 0,22	— / 0,15	— / 0,08	— / 0,56	[52]
»	4	0,13—0,35 / 0,24	0,20—0,56 / 0,34	2,02—2,83 / 2,35	1,41—2,40 / 1,98	
Крумово	1	1,83 / —	1,01 / —	0,79 / —	1,25 / —	Л. Василев
»	4	— / —	0,51—1,17 / —	7,59—9,84 / —	0,9—1,08 / —	
Солонго (Магнетитовое)	10	0,0—0,15 / —	0,29—8,54 / 2,15	0,62—6,67 / 3,07	1,70—17,63 / 8,46	Г. С. Румянцев (1965 г.)
»	6	0,02—0,09 / 0,04	0,06—0,90 / 0,5	1,23—7,11 / 3,5	1,68—13,98 / 6,8	А. Е. Лисицын (1972 г.)
Стура Сахаваара	1	0,01 / —	0,44 / —	2,60 / —	0,14 / —	[136]

В числителе — пределы колебаний компонента, в знаменателе — среднее содержание.

навливается. Это положение было подчеркнуто и В. К. Чистяковым (1970 г.), проводившим специальное исследование форм вхождения примесей в магнетит. Появляющиеся иногда каемки сфена около зерен магнетита в рудоносных околоскарновых породах отмечены для обеих генераций магнетита.

Таким образом, наличие микровростков ильменита в магнетите, ассоциирующем с энстатитом, форстеритом, фассаитом и шпинелью при наличии явлений замещения магнетитом силикатов и шпинелью магнетита, позволяет с большой долей вероятности предположить образование данного магнетита в магматическом этапе. Однако при отсутствии ильменитовых вростков, а также в рудах с интенсивно проявленной флогопитизацией и серпентинизацией, когда первичные силикаты и шпинель замещены, ориентироваться в принадлежности магнетита к той или иной генерации весьма трудно.

Колебания в содержаниях титана, алюминия, магния и марганца в магнетитах месторождений из различных геологических регионов показаны в табл. 5.

Первые четыре анализа Таежного месторождения представляют магнетит

из руд, в силикатной части двух из которых главные минералы — клиногумит, серпентин, реликты форстерита и людвигит, а в остальных двух добавляются энстатит и флогопит. Вторые четыре анализа того же месторождения относятся к магнетитам из руд в околоскарновых породах и жильных скарнах по гнейсам. С магнетитом в них ассоциируют клинопироксен, гиперстен, роговая обманка, биотит, реликты полевых шпатов, кварца. Магнетиты Леспромхозного месторождения относятся к ортосиликатным (клиногумитовым с флогопитом и серпентином) разностям руд. Для Шерегешевских магнетитов сведения о принадлежности их к той или иной генерации в данных В. А. Вахрушева отсутствуют, анализы же В. С. Приходько представляют как магнетит из преобразованных магнезиальных скарнов (4 анализа), так и магнетиты из руд магматического этапа (12 анализов из форстеритового и фассаитового скарнов). В числе последних нами объединены (как близкие между собой) приведенные В. С. Приходько раздельно данные для руд с различными структурными отношениями между магнетитом и фассаитом.

Для месторождения Крумово приведены анализ магнетита из руды с жилками форстерита, секущими рудную массу, и пределы колебаний в содержаниях примесей в магнетите послемагматических руд (четыре анализа). Минеральные ассоциации остальных анализированных магнетитов не расчленены.

Рассмотрение табл. 5 позволяет отметить большие колебания в содержаниях марганца, по-видимому, независимые от содержания в магнетите трех других компонентов-примесей. В остальном таблица дает лишь некоторое общее представление об особенностях интересующих нас магнетитов. Это обусловлено не только существованием действительных различий в составах данных магнетитов, но также различиями в методах, примененных для выделения последних, и частым отсутствием сведений о способе и формах вхождения в них элементов-примесей. Вследствие этого причины имеющихся в табл. 5 различий в величинах содержаний того или иного компонента не всегда ясны. Например, содержание магния в магнетите ортосиликатных руд резко превышает таковое в магнетите метасиликатных руд Таежного месторождения, тогда как в Шерегешевском — соответствующие величины практически не различаются. Вместе с тем при сопоставлении (по различным источникам) характеристик по месторождениям Шерегешевскому и Солонго устанавливаются большие расхождения величин для всех четырех компонентов.

В пределах отдельных месторождений различия магнетитов из руд магматического и послемагматического этапов охарактеризованы слабо. В Шерегешевском месторождении это содержания магния (0,08 и 2,35% MgO), глинозема (0,15 и 0,34% Al_2O_3) и марганца (0,56 и 1,98% MnO). Аналогично в Крумово отмечается резкое расхождение в содержаниях магния (оно выше в магнетите послемагматических руд). Такое соотношение в содержаниях магния в магнетитах сравниваемых этапов оказалось несколько неожиданным, хотя М. М. Пухаревич (1969 г.) описал обогащение магнием более низкотемпературных метасоматических магнетитов.

Таким образом, магнетитовое оруденение магматического этапа следует предположительно представлять сформировавшимся в условиях несколько пониженного парциального давления кислорода. Некоторое возрастание последнего в конце скарновой стадии послемагматического этапа объясняет более высокую магнезиальность магнетита этой части руд.

Селективное осаждение магнетита послемагматических руд в породах зоны форстеритовых скарнов в основном, вероятно, обусловлено именно высокой магнезиальностью и ортосиликатным составом этих пород. Распространенность

магнетитового оруденения в пироксеновых скарнах по известнякам сопряжена уже с отчетливо более высокой железистостью этих пироксенов. (Нередко, впрочем, последние являются наиболее магнезиальными минералами в сечении скарнового контакта).

Из существенно марганцевых разностей магнетита можно указать описанные Г. С. Румянцевым (1965 г.) в Магнетитовом (Солонго) месторождении Бурятской АССР близкие к якобситу члены ряда магнетит — якобсит. К сожалению, приведенные в табл. 5 анализы этих магнетитов относятся к довольно нечистым навескам. Содержания кремнезема в анализированном материале составляют от 0,16 до 7,10% SiO_2 (среднее 2,22%), кальция — 0,45—2,83% CaO (среднее 1,37%). Повышенная марганцовистость магнетита характерна также для месторождений Леспромхозное и Шерегешевское (как и ряда других горношорских), а также некоторых месторождений Центральной Швеции. Однако в целом она встречается редко и почти всюду отчетливо связана с присутствием значительных количеств марганца в карбонатных породах, подвергшихся скарнированию.

Из других элементов-примесей в магнетитах обсуждаемых месторождений ванадий, кобальт и хром встречаются в количествах до 0,004%. Высокие содержания олова (до 0,46%) указывает И. Я. Некрасов (1966 г.) для магнетитов из месторождений Полярной Якутии. Данные о содержании 0,25% (до 0,80%) BeO в магнетите магматического этапа ритмически-полосчатых пород одного из скарново-грейзеновых месторождений [25] следует, по-видимому, считать ошибочными [80].

Химический состав руд

В табл. 6 и 7 приведены содержания главных компонентов в рудах различных типов. Некоторые соотношения этих компонентов изображены на диаграммах

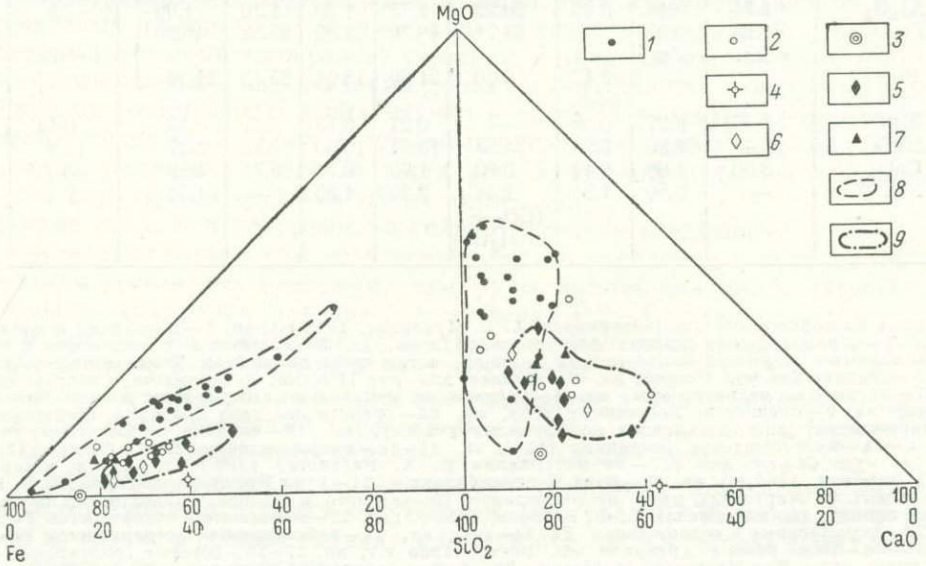


Рис. 7. Диаграмма химического состава руд.

1 — ортосиликатные руды; *2* — магнезиальноскарновые руды Швеции и других регионов, минеральный состав которых не охарактеризован; *3* — руды горы Магнитной; *4*—руды в андрадитовом скарне; *5*— метасиликатные руды; *6*—руды в пироксеновых с гранатом скарнах; *7*—руды в антофиллит-куммингтонитовых породах (± тальк); *8* — контур поля ортосиликатных руд; *9* — контур поля метасиликатных руд

Химические составы магнетитовых руд некоторых месторождений, вес. %

Компоненты	Ан. 1	Ан. 2	Ан. 3	Ан. 4	Ан. 5	Ан. 6	Ан. 7	Ан. 8	Ан. 9	Ан. 10	Ан. 11	Ан. 12
SiO_2	10,25	15,23	15,43	25.69	14,08	20,47	6,08	4.36	13,84	9,72	13,80	16.1
TiO_2	0,10	0,12	0,18	0.21	0,47	0,36	0,17	0,10	0.34	—	0,30	0,31
Al_2O_3	1,50	2,67	4,08	5,18	5,55	5,33	3,33	3,89	7,27	2,16	5,4	6,4
Fe_2O_3	47,45	44,03	43,17	31,06	38,44	28,06	48,37 общ.	54,31 общ.	44,05 общ.	58,54 общ.	44,0	46,6
FeO	19.45	18,71	23,05	17,74	15,52	11,09	—	—	—	—	19,4	15,6
MnO	0,09	0,12	0,07	0,06	0,21	0,18	0,91	1,30	0.39	0,59	1,32	1,53
MgO	13,12	13.85	6,08	9,12	14,48	19,41	9,76	7,75	5,78	6,28	3,2	5.3
CaO	0,56	1,23	2,30	5,41	3,08	4,98	3,72	3,04	4,83	0.72	10,0	11,5
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	3,92	4,64	1,04	2,80	1,65	2,71

Продолжение табл. 6

Компоненты	Ан. 26	Ан. 27	Ан. 28	Ан. 29	Ан. 30	Ан. 31	Ан. 32	Ан. 33	Ан. 34	Ан. 35
SiO_2	12,80	6,70	2,80	19,01	10,74	14,4	8,65	17,40	16,0	12,85
TiO_2	—	—	—	0.18	—	—	—	—	0,15	0,31
Al_2O_3	2,74	0.16	0,45	20,32	1,73	1,30	1,70	1,99	2,8	1,87
Fe_2O_3	71,18 общ.	89.30 общ.	—	13,71	48.36	43,02	53,58	46,20	Fe 43,7	52,94
FeO	—	—	92,42 общ.	9,90	21,60	15,94	25,72	21.36		21,56
MnO	0,46	0,27	0.08	—	0.27	0,13	0,67	0,12	0,14	0.10
MgO	2,45	1,83	0,28	24,35	13,01	16,90	5,18	6,27	12,3	8,39
CaO	8,00	1,00	0,40	0,03	1,60	0,74	4,05	4.89	3,0	0,80
П. п. п.	—	0,50	1,20	2,46 (CO_2+ +H_2O^+)	2,30	1,85	—	1,72	2,4	0,75

Таежное месторождение (по материалам А. И. Пухарева, 1958 г.); ан. 1—массивные и пятнистые и ан. 2—вкрапленные в скарнах форстеритовой зоны, ан. 3—массивные и пятнистые и ан. 4—вкрапленные в пироксен-флогопитовых скарнах, в том числе по гнейсам; Тейское месторождение: ан. 5—среднее для руд I сорта, ан. 6—среднее для руд II сорта; Леспромхозное месторождение: ан. 7—среднее по магнетитовым, ан. 8—среднее по сульфидно-магнетитовым; месторождение Темиртау: ан. 9—среднее по Восточному телу, ан. 10—среднее по телу Водобаки; Шерегешевское месторождение: ан. 11—среднее по Главному участку, ан. 12—среднее по Болотному участку; ан. 13—14—месторождение Джейвилл [133]; ан. 15—16—месторождение Тилли Фостер [130]; ан. 17—19—руды Сюрень-Ата (17—по материалам Е. А. Кабанова, 1962 г.; 18—19—по материалам И. П. Заревич, 1962 г.); ан. 20—руда Чокадамбулака и 21—руда Ирису (по материалам В. П. Соколова и Л. Б. Мергольд), руды месторождения Пионерского в диопсид-скаполитовых околоскарновых породах (по материалам В. Ф. Козлова, 1958 г.): ан. 22—массивные с содержанием Fe > 46%, ан. 23—вкрапленные с содержанием Fe 24—46%, ан. 24—забалансовые с содержанием Fe < 25%; ан. 25—26—руды района Арендаля (Ф. Вокес, 1960 г.); ан. 27—28—богатые гематитовые с серпентином руды Игл Маунтинс [123]; ан. 29—бедная серпентин-магнетитовая (со шпинелью или хлоритом) руда с 4,17% FeS_2, месторождение Пенн Айрон [97]; ан. 30—33—месторождения Бергсэнг, Стура Сахаваара, Таберг, Слоттерберъет (Швеция); ан. 34—Грейс Майн [152]; ан. 35—Марбелла (Л. Лейне, 1967 г.). Химические анализы по Шерегешевскому и Леспромхозному месторождениям—по данным Западно-Сибирского территориального геологического управления Министерства геологии СССР.

Таблица 6

Ан. 13	Ан. 14	Ан. 15	Ан. 16	Ан. 17	Ан. 18	Ан. 19	Ан. 20	Ан. 21	Ан. 22	Ан. 23	Ан. 24	Ан. 25
16,52	9,17	12,18	10,81	15,98	10,58	11,87	19,86	12,14	16,81	26,95	42,47	13,78
Нет	Нет	—	—	0,15	0,15	0,12	0,15	0,20	0,21	0,28	0,41	—
2,30	0,79	0,79	1,11	2,02	1,32	1,80	3,04	2,21	3,42	6,30	10,61	2,45
47,19	60,61	44,75	44,30	49,06	27,61	41,68	39,91	46,19	47,83	34,18	16,37	45,65
общ.	общ.											
—	—	21,99	23,36	2,43	6,04	17,81	18,68	20,16	22,62	18,34	10,46	16,66
1,25	0,74	0,10	0,04	0,13	0,58	0,29	0,39	0,10	0,06	0,07	0,08	2,17
3,07	2,08	11,72	16,33	15,20	11,55	11,80	7,65	4,90	1,64	2,51	2,96	7,56
5,38	3,04	3,10	1,19	6,25	21,59	6,08	4,85	4,55	4,48	7,12	9,51	9,51
—	—	4,48	1,33	11,08	20,92	7,11 (CO_2 + + H_2O^+)	—	—	—	—	—	—

(рис. 7—10). Принцип построения последних пояснений не требует, отметим лишь, что количества компонентов брались в весовых процентах, и на диаграммы не вынесены руды в околоскарновых породах. Часть скарновых руд, о минеральном составе которых сведения недостаточны (главным образом по месторождениям Центральной Швеции), использована в целях сравнения их химических составов с орто- и метасиликатными рудами, минеральный состав которых охарактеризован. Сюда отнесены руды в пироксеновых скарнах, в различной мере замещенных гранатом и амфиболами ряда тремолит — актинолит.

Распространенные в Центральной Швеции руды в антофиллитовых и куммингтонитовых скарнах (с переменными количествами талька, иногда же с примесью гумитовых минералов) отнесены к метасиликатным, как и существенно флогопитовые и паргаситовые разности. Естественно, химический состав таких руд по соотношению в них магния и кальция занимает промежуточное положение между орто- и метасиликатными (пироксеновыми) рудами. Это хорошо видно, например, в правой части рис. 7, где эти руды расположились в области перекрытия составов обоих типов руд.

Данные табл. 6 и диаграмм позволяют отметить следующее.

а. Метасиликатные руды значительно беднее магнием и несколько богаче кремнеземом и отчасти кальцием, чем руды ортосиликатные [1]. Отношение MgO : CaO в этих рудах находится в пределах 0,2—1,8 (см. рис. 10).

б. В ортосиликатных рудах существует прямая зависимость в соотношении SiO_2 и MgO, отсутствующая для соотношения SiO_2 и CaO (см. рис. 8), так как кальций здесь связан в основном в кальците, а не в силикатах. Этим же обусловлен и незакономерный характер изменения в них величины MgO : CaO. Самоплавкий характер ортосиликатных руд вполне отчетлив.

в. Устойчивые различия в содержании глинозема в анализированных мета- и ортосиликатных рудах отсутствуют (см. рис. 9). Это связано с различиями не только в составе силикатной части руд, но и в составе самих магнетитов, поскольку в большинстве магнезиальноскарновых месторождений

[1] С учетом того, что сопоставляются руды с различными содержаниями магнетита.

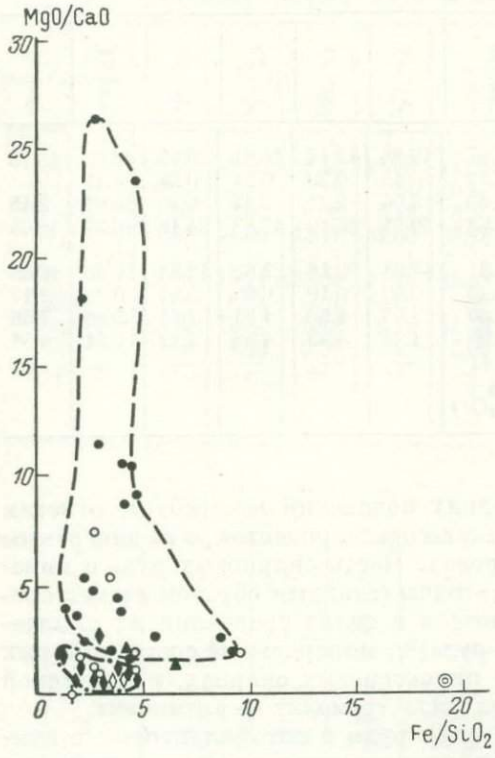


Рис. 8

Рис. 8. Соотношение магнезиальности и кремнеземистости руд. Условные обозначения см. на рис. 7

Рис. 9. Соотношение глиноземистости и магнезиальности руд. Условные обозначения см. на рис. 7

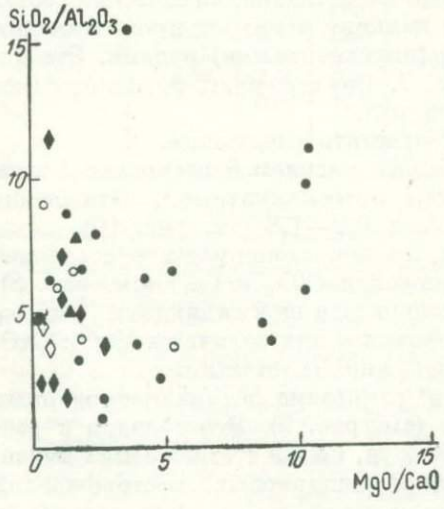


Рис. 9

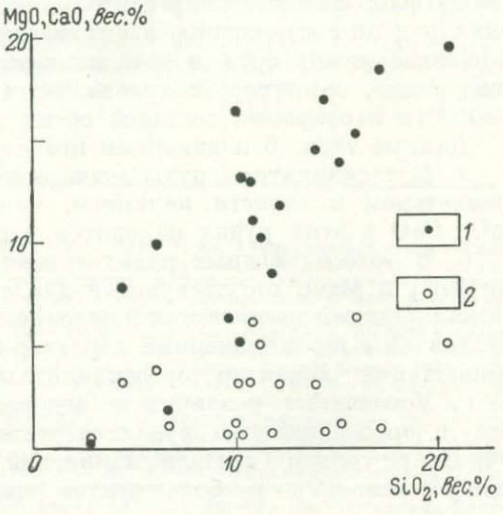


Рис. 10. Распределение окиси магния (1) и окиси кальция (2) в орто- и метасиликатных железистых рудах.

Рис. 10

Таблица 7

Химический состав магнетитовых руд некоторых месторождений Центральной Швеции, вес. %

Компоненты	Ан. 1	Ан. 2	Ан. 3	Ан. 4	Ан. 5	Ан. 6	Ан. 7	Ан. 8	Ан. 9	Ан. 10
Fe	56,8	52,0	52,8	33,6	55,8	52,4	53,9	54,9	49,1	50,65
Fe_2O_3	55,24	49,53	48,62	32,31	49,35	49,00	50,30	52,30	47,00	48,36
FeO	23,80	22,29	24,13	14,07	27,32	22,9	24,05	23,54	20,83	21,60
MnO	0,35	0,21	0,30	0,55	0,17	0,5	0,75	0,57	0,09	0,27
MgO	1,85	7,22	8,14	8,50	4,18	10,2	5,10	5,48	5,54	13,01
CaO	5,17	2,99	1,00	20,97	4,85	1,2	5,50	3,25	10,70	1,60
Al_2O_3	2,35	2,31	1,67	0,20	0,77	3,0	2,00	1,45	1,86	1,73
SiO_2	10,48	12,90	15,60	6,71	12,75	11,3	11,75	11,40	7,80	10,74
H_2O; CO_2	0,51	2,20	0,30	17,18	—	2,2	—	1,15	6,30	2,30

Продолжение табл. 7

Компоненты	Ан. 11	Ан. 12	Ан. 13	Ан. 14	Ан. 15	Ан. 16	Ан. 17	Ан. 18	Ан. 19	Ан. 20	Ан. 21
Fe	47,3	46,7	42,6	50,64	43,18	48,1	55,30	38,4	49,2	60,3	40,9
Fe_2O_3	45,28	43,5	40,71	47,13	41,68	45,30	42,76	36,64	—	—	—
FeO	20,06	21,0	18,10	22,69	18,01	21,10	21,07	16,52	1,07	2,86	0,83
MnO	1,16	0,41	0,45	0,13	1,83	0,15	0,30	0,11	0,35	0,17	0,11
MgO	15,52	3,60	4,87	7,87	5,99	8,51	9,36	18,80	4,48	3,64	10,90
CaO	1,54	17,10	17,02	1,48	5,01	4,81	5,40	1,01	7,34	0,90	0,70
Al_2O_3	0,44	1,00	0,36	3,94	2,29	1,12	1,10	0,71	4,00	3,63	4,60
SiO_2	14,03	4,97	5,68	14,56	25,20	17,96	19,70	17,2	15,08	7,28	24,90
H_2O; CO_2	0,44	8,00	2,36	2,07	—	0,90	—	2,17	0,84	—	1,20

Месторождения (в скобках — рудные поля): ан. 1 — Стур; ан. 2 — Магнетен; ан. 3 — Алабама; ан. 4 — Шэрстётен (Персберг); ан. 5 — Кран (Нюттста); ан. 6 — Финфалль (Хагрува); ан. 7 — Нордмарк; ан. 8 — Енг (Таберг); ан. 9 — Хаг (Гуннарсберг); ан. 10 — Бергсэнг; ан. 11 — Нюгрува (Сёрвик); ан. 12 — Бьёрнберг; ан. 13 — Калл (Нюберг); ан. 14 — Риддархюттан; ан. 15 — Хёйд (Хултебо); ан. 16 — Естанмосса (Рёберг); ан. 17 — Рюллшюттан; ан. 18 — Стура Сахаваара (Каунисваара); ан. 19 — Стур (Персберг); ан. 20 — Мальмбергсчерр; ан. 21 — Алабама (Персберг). Содержания фосфора и серы в рудах незначительны (ниже 0,1%). В ан. 3 и 18 фосфор поднимается до первых десятых, в остальных он ниже первых сотых процента. Источник: ан. 6 и 19 [137], ан. 14 и 15 [108], ан. 18 — [136], остальные — [117].

О минеральном составе силикатной части руд шведских месторождений известно следующее.

1. Руды типа месторождения Стур в Персберге характеризуются гранат-пироксеновым составом. Для них характерно превышение содержания CaO над MgO + FeO (в силикатах) и MnO (ан. 19).
2. Руды пироксеновые, спорадически переходящие в актинолитовые и тремолитовые, содержат карбонаты, а местами и значительные количества граната (ан. 4 и 5). Количество CaO в них (после исключения части, связанной с CO_2) составляет от 1/2 до 1/4 от суммы CaO + MgO + FeO (в силикатах). 3. Руды антофиллит-куммингтонитовые и тальковые с подчиненным флогопитом характеризуются ан. 8.
4. Частично выделены руды серпентиновые с оливином (или хондродитом), тремолитом, флогопитом и местами с карбонатом (ан. 6 и 7).

магнетиты содержат переменные количества глинозема (главным образом в микровростках шпинели). Вместе с тем главный источник повышенных содержаний этого компонента в метасиликатных рудах по сравнению с рудами зоны форстеритовых скарнов заключен в роговых обманках и флогопите, заместивших полевые шпаты.

Указанные и другие различия двух основных типов руд, судя по анализам Таежного месторождения (см. табл. 6), не сильно подчеркнуты. Это

объясняется тем, что мелкие интервалы керна, сложенные рудами различных типов, попадали при опробовании в массу руд ведущего типа (определяющего тип групповой пробы по значительному интервалу рудного керна).

Несколько особняком по минеральному составу силикатной части стоят магнетитовые руды, образовавшиеся с замещением околоскарновых пород. В этих рудах магнетит развивается с замещением клинопироксена и диопира, и, соответственно, химический состав руд (см. табл. 6, ан. 22—24) отличается от состава руд в скарнах экзоконтакта. Характер и причины этих различий (по MgO, CaO, TiO_2) достаточно отчетливы и пояснений не требуют.

Как отмечалось, руды, образовавшиеся путем замещения магнетитом крупных масс известковых апомагнезиальных скарнов иного, чем пироксенового, состава, в частности существенно гранатовых и везувиановых, по-видимому, редки. Если не относить к ним своеобразные руды части месторождений Центральной Швеции (типа месторождения Стур в Персберге и др.), то химические анализы таких известковоскарновых магнетитовых руд у нас отсутствуют. Наибольшие отличия их состава от ортосиликатных руд должны проявляться в соотношении в них MgO : CaO. Вероятно, эта часть руд окажется химически близкой к железным рудам известковоскарновой формации. Особенности состава последних частично видны в двух анализах (см. рис. 7 и 8), из которых один приведен А. Н. Заварицким (1961 г., с. 543) для руды горы Магнитной, а другой — П. Хотцем (1953 г., с. 111) для руды в гранатовом скарне месторождения Нью-Джерси (в скобках). Эти анализы следующие (в %): SiO_2 3,41 (21,86); Al_2O_3 1,60 (3,97); Fe_2O_3 81,56 (32,56); FeO 10,59 (15,42); MnO 0,18 (0,32); MgO 0,32 (0,16); CaO 0,77 (18,57); п. п. п. 1,60 (CO_2 1,58, H_2O 0,45).

Сравнение данных анализов с данными табл. 6 показывает большие различия между ними по всем главным ингредиентам, кроме глинозема. Наличие последнего в руде горы Магнитной объясняется вхождением в пробы части руд из скарнов, заместивших прослои алюмосиликатных пород в известняках. К сожалению, химические анализы чистого магнетита горы Магнитной в нашем распоряжении отсутствуют.

Привлечение (в сравнительных же целях) имеющихся химических анализов известковоскарновых магнетитовых руд месторождений Кустанайской области невозможно. Этому препятствует разнообразие типов руд, вошедших в средние пробы, характеристики которых приводятся в литературе (в частности не только руд в скарнах по известнякам, но и в скарнах по алюмосиликатным породам). Очень интересны, однако, данные по химическим анализам чистых магнетитов этих месторождений, приведенные Д. О. Онтоевым (1958 г.). Дело в том, что для магнетитов месторождений Сарбайского (два анализа) и Куржункульского (один анализ) отмечается появление в составе минерала значительных количеств глинозема и магния (до 3% и 1,4%, соответственно). Данное обстоятельство предположительно объясняется Д. О. Онтоевым наличием в минерале вростков плеоназта.

Правомерность подобного предположения подкрепляется фактом присутствия флогопита в экзоскарнах и в скарнированных карбонатных породах ряда месторождений данной группы, а также магнезиальностью «хлоритов» Куржункульского месторождения [28] до 30,4% MgO. А. Е. Бекмухаметов [4, с. 169] также сообщает, что в Адаевской группе месторождений флогопит встречается в одиночных листочках, образует гнездообразные скопления размерами до 0,5—0,7 см, реже — прожилки в скарнах и рудах, ассоциируя с пироксеном и гранатом. Судя по показателям светопреломления четырех

Таблица 8

Содержание железа, титана, фосфора и серы в магнетитовых рудах некоторых месторождений, вес. %

Месторождение	Характер пробы	$Fe_{общ}$	TiO_2	P	S
Таежное	Средняя для ортосиликатных руд по сортам	36,7—50,0	0,1—0,12	0,03—0,06	2—3
	Средняя для метасиликатных руд по сортам	35,5—48,0	0,21—0,18	0,017—0,03	1,6—2,0
Эмельджакское	Средняя	50	0,3—0,6	0,14	0,04
Пионерское	Средняя	41,6	0,25	0,04	1,9
Питкяранта	Генеральные пробы по рудникам[1]	35,0—46,7	—	0,06—0,11	0,07—4,5
Леспромхозное	Средняя по магнетитовым рудам	48,37	0,17	0,28	1,86
	Средняя по сульфидно-магнетитовым рудам	54,31	0,10	0,22	8,65
Тейское	Средняя для руд I сорта (Fe > 30%)	39,16	0,47	0,04	0,57
	Средняя для руд II сорта (Fe от 25 до 30%)	27,8	0,36	0,04	0,43
Темиртау (рудные тела Восточное и Угловое)	Средняя	44,0—58,5	0,34	0—0,8—0,10	2,72—0,18
Шерегешевское	Средняя	43,0	0,3	0,14	1,10
Сюрень-Ата	Групповая	36,4	0,15	0,01	0,02
Ирису	»	47,9	0,20	0,03	3,80
Клифтон Майн	Линейная	42,25	0,18	0,17	0,50
Джейвилл	Бороздовая [2] 5,5 м	45,7	—	0,0013	0,11
Тилли Фостер	?	39,3—60,0	—	0,010—0,015	0,014—0,548
Мэхоупек	Средняя (12 т)	54,2	Сл.	0,012	0,014
Грейс Майн	?	43,7	0,15	0,027	1,9
Марбелла	Штуфная	53,8	0,31	0,032	—
Стура Сахаваара	Средняя	—	—	0,072	2,5
Тьявелк	»	—	—	1,3	—

[1] Химический анализ магнетита показал от следов до 0,1% TiO_2.
[2] В пробе имеется 4,8% B_2O_3.
Анализы руд из месторождений Южной Якутии — по материалам А. И. Пухарева (1958 г.), Горной Шории и Тейского — [61] и материалам Западно-Сибирского территориального геологического управления; месторождения Тьявелк — по Р. Фритшу (1967 г.), месторождения Тилли Фостер и Мэхоупэк [131]. Данные по остальным месторождениям — по тем же литературным источникам, что и в табл. 6.

образцов, измеренных А. Е. Бекмухаметовым, железистость флогопита составляет около 7%. В месторождении Кузган распространены [28] грубокристаллические диопсидовые скарны с магнетитом, встречается флогопит. А. М. Дымкин и Д. М. Щербак (1973 г.), а также В. А. Заварицкий и Т. В. Кирова [23] указывают на наличие в ряде месторождений Кустанайской области карбонатных пород с форстеритом, тремолитом и флогопитом.

Совокупность данных по месторождениям Кустанайской области заставляет предположить, что среди их скарнов и руд имеются относящиеся к магнезиальноскарновым образованиям. Индивидуальность последних в основном

могла быть утрачена при развитии ныне преобладающих в месторождениях известковоскарновых масс — они заместили не только известняки, но и заключенные в них тела рудоносных магнезиальных скарнов, которые должны были селективно возникать в магматическом этапе на месте доломитов [1].

Как ортосиликатные, так и метасиликатные железные руды чисты по титану и в общем случае малофосфористы, содержание же сульфидной серы в них может сильно колебаться. В табл. 8 приведены содержания указанных ингредиентов по месторождениям из различных регионов. Из данных таблицы следует, что относительно большие содержания титана присущи магнетитовым рудам магматического этапа (месторождения Эмельджакское, Шерегешевское; отчасти Темиртау и Тейское?), а также рудам в скарнах по алюмосиликатным породам. Наряду с этим в различных частях одного и того же месторождения даже в однотипных рудах содержания титана могут заметно меняться. Еще более существенные колебания связаны с изменением состава скарновых силикатов, вмещающих оруденение. Именно такова особенность распределения титана, например, в рудах Тейского и Шерегешевского месторождений. Магнетит руд этих месторождений (а также Темиртау и Леспромхозного) характерен отсутствием в нем микровростков ильменита. Данный факт представляет определенный интерес, поскольку при содержаниях 0,3—0,8 TiO_2 в магнетитах части южноякутских месторождений и Инского (Алтай) микровростки ильменита характерны.

В месторождении Лебяжинском содержание титана в магнетите руд Западного пояса (оруденение в скарнах по алюмосиликатным породам) и Восточного пояса (оруденение в экзоскарнах) для сплошных руд составляет 0,33 и 0,02% TiO_2, соответственно [2].

Повышение содержания титана в магнетите околоскарновых пород пироксен-скаполитового состава против магнетита околоскарновых пород пироксен-полевошпатовых хорошо выражено в рудах Западного пояса Лебяжинского месторождения (Л. В. Овчинникова). Содержание титана в магнетите бедных вкрапленных руд среди скаполитизированных пород составляет 1,0% Ti против 0,48% в полевошпатовых (средние содержания в 8 и в 25 пробах, соответственно).

Как следует из табл. 8, содержание фосфора в рудах лишь в немногих месторождениях поднимается до десятых долей процента. Бурундучные магнетит-апатитовые руды типа имеющихся в Лебяжинском месторождении очень редки и в общем балансе совершенно незначительны. Исключение составляют богатые фосфором руды месторождения Тьявелк в Северной Швеции, в которых зерна апатита образуют вкрапленность и полоски вместе с тремолитом, флогопитом и серпентином. Магнетит и амфибол располагаются частично в интерстициях зерен апатита.

Количество серы колеблется в пределах обычных для скарновых железорудных месторождений, однако в ряде рудных тел выделяются сульфидно-магнетитовые руды с высокими (до 9—10%) содержаниями серы. Геохимическая особенность рудных концентраций в магнезиальных скарнах — повышенные содержания висмута в рудах — хорошо прослеживается и в железорудных месторождениях гипабиссальной фации (месторождения Чокадамбулак, Тейское, Солонго и др.). Наиболее отчетливо данная особенность выражена в Со-

---

[1] По личному сообщению А. Е. Бекмухаметова в июне 1974 г., в Качарском и Куржункульском месторождениях абсолютно преобладают магнетитовые руды в магнезиальных скарнах, в частности флогопит-диопсидового состава.

[2] Личное сообщение Л. В. Овчинниковой.

лонго, где имеются скарны двух формаций. По сообщению А. Е. Лисицына, минерализованные скарны по известнякам здесь почти лишены висмута, магнезиальные же богаты им.

Возраст активных гранитоидов и их петрохимическая характеристика

Общие статистические данные о распределении месторождений по возрасту и составу активных интрузивных пород выглядят так: 62,5% учтенных месторождений связано с магматизмом архейского и 9,2% — протерозойского возраста, 5% интрузивов каледонские, 7,9% варисские. На долю мезозойского магматизма приходится 6,3% месторождений, с раннетретичным связаны 9,1%.

В связи с отсутствием точных характеристик активных интрузивных пород по значительному числу шведских месторождений (граниты, гранодиориты, частично диориты), а также в силу различий подхода разных авторов к петрографической номенклатуре приводимое распределение месторождений по петрографическим особенностям активных интрузивных пород является приблизительным. С учетом сказанного, картина оказывается следующей.

Различные граниты (биотитовые, роговообманковые, аляскитовые, пироксеновые и рапакиви) составляют 57,8%, гранодиориты (включая адамеллиты и банатиты) 29,5%, кварцевые диориты 3,7%, сиениты 3,0%, кварцевые монцониты 1,5%, габбро и габбро-диориты 1,5%, диабазы 1,5%, диориты 0,7%, монцонит-диориты 0,4% и пироксениты 0,4%.

Как видно, петрографический состав активных интрузивных пород железорудных месторождений довольно пестрый, и граниты среди них преобладают. Последнее обстоятельство обусловлено широким распространением гранитов в месторождениях докембрия. Если исключить эту часть месторождений, то для оставшихся 80 гипабиссальных месторождений цифры изменятся следующим образом. На долю гранитов придется 21%, гранодиориты составят 34,8%, кварцевые диориты 12,5%, сиениты 10,0%, кварцевые монцониты 6,2%, диориты и габбро-диориты 7,2%, диабазы 5,0%, диорит-монцониты, габбро и пироксениты по 1,1%.

Недостаточна в ряде случаев и обоснованность существующих представлений о происхождении пород тех или иных конкретных активных интрузивов (недоказанность их принадлежности к той или иной магматической формации). Так, в ряде магнезиальноскарновых месторождений интенсивно проявлено диффузионное магматическое замещение доломитов, и магма исходно гранодиоритового состава гибридизируется и раскристаллизовывается в виде габбро и даже пироксенитов (Малко Тырново). Формирование интрузивных пород основного состава из гранитной магмы в данном случае неразрывно связано с образованием в это же время магнезиальных скарнов магматического этапа и может происходить вблизи мест возникновения последних (в их эндоконтакте).

Широко распространены и проявления отраженной волны щелочности в процессе образования магнезиальных скарнов с появлением щелочных разностей гранитоидов. Поскольку, однако, основные породы и сиениты могут иметь и иное происхождение, вопрос о генетических связях магнезиальноскарновых месторождений железа в ряде случаев как бы сливается с вопросом о генезисе самих интрузивных пород, в приконтактовых ореолах которых эти месторождения располагаются. Данные целеустремленных исследований в этом направлении еще крайне скудны.

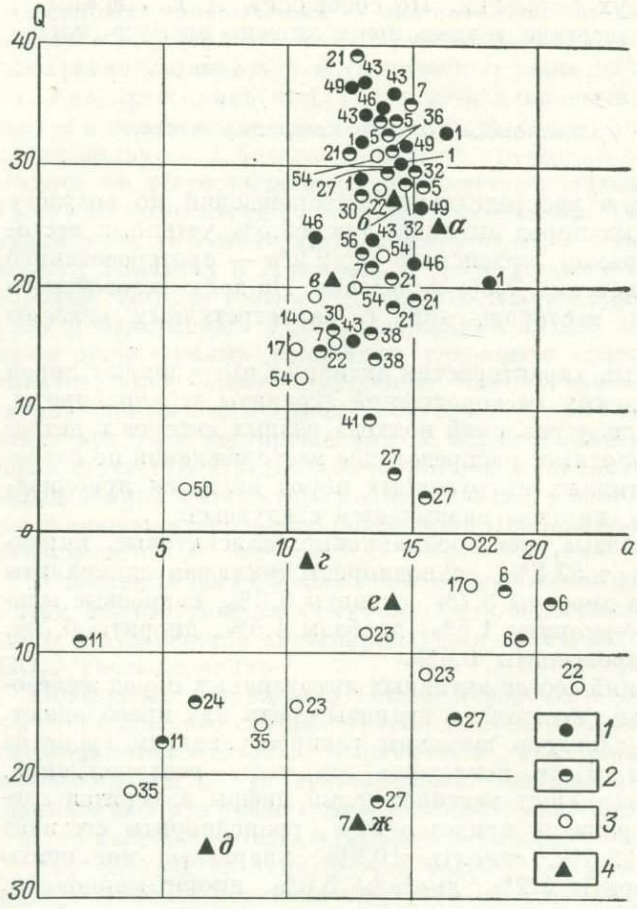


Рис. 11. Диаграмма основности и общей щелочности материнских гранитоидов в числовых характеристиках *a* и *Q* А. Н. Заварицкого.

1 — породы месторождений абиссальной фации глубинности; *2* — породы месторождений волластонитовой фации глубинности; *3* — породы приклазовой и меньших фаций глубинности; *4* — средние составы пород по А. Н. Заварицкому (1933 г.): *а* — щелочной гранит, *б* — средний гранит, *в* — гранодиорит, *г* — диорит, *д* — габбро, *е* — сиенит, *ж* — монцонит

Для построения диаграмм использованы следующие литературные источники (номера образцов соответствуют порядковым номерам месторождений в табл. 1): 1 — [39] и материалы Д. С. Коржинского; 2 — [23, с. 96—107]; 5 — Т. Сахама (1945 г.) и материалы Р. А. Хазова; 6 — Л. Н. Овчинников (1960 г.); 7 — материалы А. Е. Лисицына; 11 — К. А. Абдрахманов (1965 г.); 14 — Р. Б. Баратов (1966 г.); 17 — материалы И. П. Заревич; 21 — В. Г. Корель (1958 г.); 22 — материалы В. Н. Шарапова; 23 — [61]; 24 — [44; 52]; 27 — материалы П. В. Комарова; 30 — материалы С. М. Александрова; 32 — [11]; 35 — материалы Л. Василева; 36 — А. Шюллер (1949 г.); 38 — [145]; 41 — [129]; 43 — [137, 140, 141, 149]; 46 — [91]; 49 — П. Симс (1958 г.); 50 — [124]; 56 — [97]

Химические анализы активных интрузивных пород имеются лишь для меньшей части учтенных месторождений (см. табл. 1), хотя для большинства рудных полей и практически всех наиболее крупных промышленных месторождений эти анализы есть. Места взятия анализированных образцов гранитоидов в пределах массивов, как и их минеральный состав, во многих случаях не охарактеризованы. Для месторождений в гнейсовых комплексах хотя и имеется известная ясность в характере материнских интрузивных пород (это почти исключительно гранитоиды мигматитовой серии), однако существует значительное разнообразие в составах этих пород. При этом те или иные из них нередко одновременно присутствуют в различных частях скарново-рудных полей.

Так, в Алданском щите это аляскитовые, в том числе субщелочные пироксеновые, а также биотитовые, реже роговообманковые разности гранитов. П.Симс (1958 г.) выделяет шесть фаций гранитов, с которыми связано магнетитовое оруденение района Довер. Наиболее широко распространены среди них роговообманковые и аляскитовые граниты. С роговообманковыми разностями связывается оруденение и в Северо-Западном Адирондаке [133, с. 17]. На петрохимических диаграммах (рис. 11 и 12) вынесено по нескольку разностей гранитоидов, представленных в соответствующих рудных полях. В отдельных

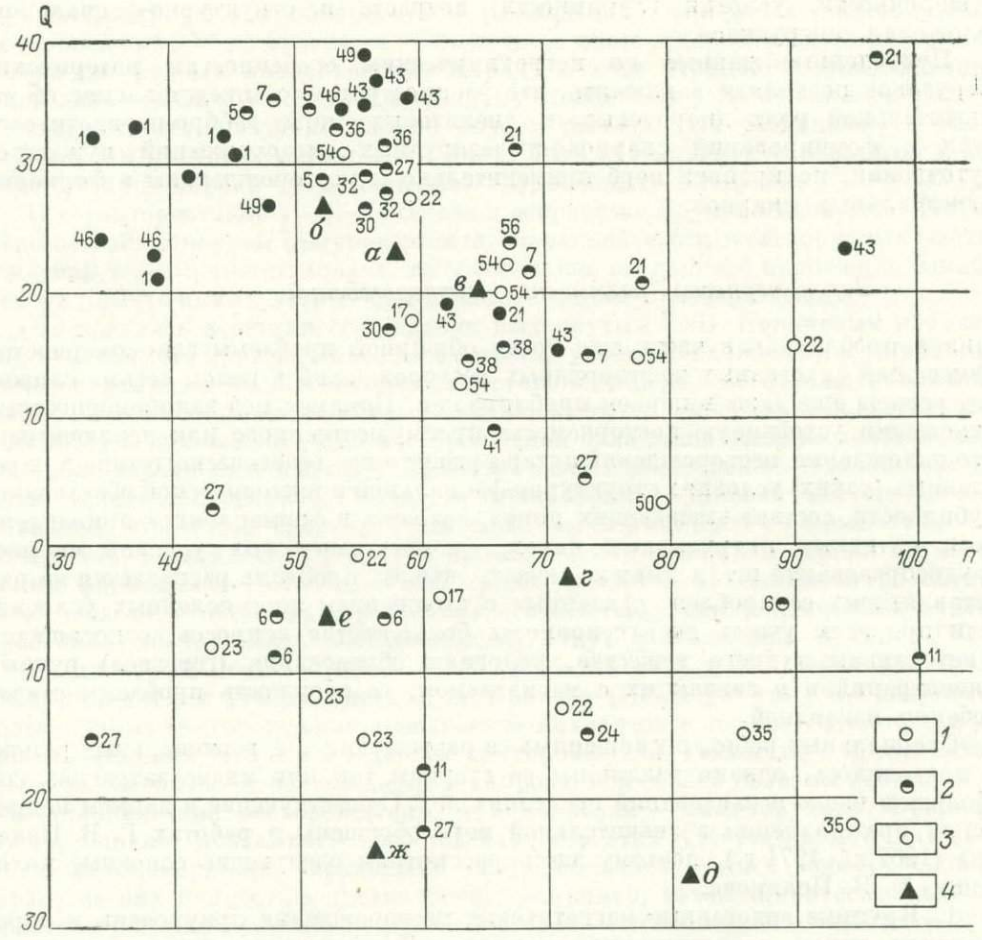


Рис. 12. Диаграмма основности и характера щелочности материнских гранитоидов в числовых характеристиках n и Q А. Н. Заварицкого. Условные обозначения см. на рис. 11

случаях, когда генетическая связь оруденения с интрузивными породами той или иной фазы сложного плутона не ясна, на диаграммы нанесены химические анализы образцов пород двух или трех фаз, с одной из которых такая связь существует. Подавляющее большинство точек на диаграммах представляют отдельные анализы, лишь в нескольких случаях (месторождения Корнуолл, Лебяжинское, района Тунлин и др.) рассчитывались средние значения из двух-трех близких анализов.

Из рассмотрения диаграмм можно заключить, что они достаточно хорошо отражают обрисованные выше особенности количественного распределения гранитоидов по типам и одновременно охватывают весь диапазон составов последних (см. выше). Основность и общая щелочность пород различаются в широких пределах, однако преобладают среди них (56 анализов из 70) породы с тем или иным перевесом натрия над калием. Характерна пересыщенность глиноземом большинства пород (53 образца из 70), независимо от основности

и щелочности, условий глубинности, возраста и структурно-фациального положения интрузивов.

Приведенные данные по петрохимическим особенностям материнских интрузивов позволяют заключить, что распространенное представление об исключительной роли диоритовых и сиенитовых магм габбро-перидотитовой ветви в формировании скарново-железорудных месторождений нуждается в уточнении, по крайней мере применительно к месторождениям в формации магнезиальных скарнов.

Закономерности размещения месторождений

Данная проблема как часть еще более обширной проблемы закономерностей размещения эндогенных железорудных месторождений в целом весьма сложна и не решена еще даже в первом приближении. Понимая под закономерностями размещения устойчивую повторяемость преимущественного или исключительного нахождения месторождений интересующего нас генетического типа в определенных (узких) условиях структурно-фациальной и тектонической обстановки, глубинности, состава вмещающих пород, возраста и формационной принадлежности активных интрузивных пород, физико-химических условий скарно- и рудообразования и т. д., можно сказать, что эта проблема распадается на ряд составляющих ее проблем, связанных с выяснением перечисленных условий. Если при этом учесть дискуссионность большинства вопросов, относящихся к источникам рудного вещества, условиям образования (генезиса) рудных концентраций и к связям их с магматизмом, то сложность проблемы станет особенно наглядной.

Специальных работ, посвященных ее разрешению вне региональных рамок, не проводилось, однако различные ее стороны так или иначе затрагивались в большом числе исследований последних лет. Существующие в данном направлении представления в значительной мере обобщены в работах Г. В. Полякова (1967 г., 1971 г.), поэтому здесь рассмотрим следующие основные положения Г. В. Полякова.

1. Крупные эндогенные магнетитовые месторождения приурочены к определенным типам геологических структур. Такими структурами являются эвгеосинклинальные системы, характеризующиеся «широким развитием вулканогенных и плутонических формаций основного состава», или геосинклинали типа А и В, по В. И. Смирнову.

2. Основной причиной железорудной специализации структур фемического типа является определенная направленность в них эндогенных процессов: широкое развитие базальтоидного магматизма с образованием среды, богатой железом, появление «специфически железоносных интрузий».

3. В пределах этих областей («фемических зон») концентрации железа возникают за счет перераспределения железа вмещающих основных пород под влиянием различных по составу и возрасту рудоносных интрузий и связанных с ними процессов дифференциации, ассимиляции и метасоматоза. Соответственно этому, в пределах фемических регионов особенности происхождения и закономерности размещения месторождений железа могут быть существенно различными.

4. Существует возможность типизации эндогенных месторождений магнетита на основе их связей с различными по характеру и формационному типу комплексами.

Другими словами, Г. В. Поляков устанавливает и обрисовывает своего рода планетарную закономерность в размещении эндогенных железорудных месторождений, обусловленную в конечном счете единообразием источника железа для рудных концентраций. Наряду с этим отрицается существование какой-либо общей, приложимой к каждому отдельному региону закономерности размещения месторождений железа внутри региона. Их размещение и типы (особенности происхождения) здесь могут быть существенно различными и зависят от характера и типа активных (рудоносных) интрузий.

С характеристикой Г. В. Полякова в основном следует согласиться. Что же касается закономерной приуроченности скарновой части железорудных месторождений к «фемическим зонам», то обоснование им данного положения заключает ряд фактических неточностей, часть которых отмечена выше.

Не вдаваясь в детали обсуждения выдвинутых Г. В. Поляковым положений, отметим, что произведенное рассмотрение условий нахождения и устанавливаемые связи магнезиальноскарновых месторождений железа с магматизмом позволяют с полной определенностью признать в качестве закономерно обязательных особенностей нахождения этих месторождений пока лишь наличие доломитовых тел и достаточную интенсивность их магматического замещения. В остальной же части условий существует большое разнообразие. Многие месторождения очевидным образом не связаны с районами развития широкого базальтоидного магматизма, а активные интрузивы принадлежат к самим различным магматическим формациям. Несоответствия представлений Г. В. Полякова об источниках железа и условиях образования его концентраций фактическим характеристикам обсуждаемых месторождений будут рассмотрены в главе IV.

В вышедшей позднее работе И. В. Дербиков и И. С. Руткевич [16, с. 8] присоединяются к утверждению С. Н. Иванова (1959 г.) о том, что скарново-железорудные месторождения «неизменно» находятся в тех же металлогенических провинциях, что и колчеданные месторождения, совместно с последними. При этом, якобы, с натриевой дифференцированной серией связаны колчеданно-полиметаллические месторождения, а с калиевой — железорудные. Вряд ли нужно, однако, доказывать несостоятельность этих утверждений в качестве общей закономерности размещения скарново-железорудных месторождений. Первое из них полностью противоречит, например, металлогенической характеристике региона Алданского щита, а второе — условиям нахождения месторождений Центральной Швеции. Число примеров таких противоречий может быть увеличено. В данном случае неточности, допущенные И. В. Дербиковым и И. С. Руткевич, объясняются их стремлением во что бы то ни стало придать скарново-железорудным месторождениям метаморфогенное (вулканогенно-осадочное) происхождение, при остром недостатке фактов, соответствующих таким представлениям.

ГЛАВА II

Месторождения абиссальной фации

В гнейсовых комплексах докембрия известно большое число скарново-железорудных месторождений. Они располагаются группами на сравнительно небольших площадях, на которых местами представлены и железорудные месторождения иных генетических типов. Отдельные месторождения имеют значительные размеры при подчеркнуто магнезиальном минеральном составе рудоносных скарнов. Скарново-рудные тела располагаются обычно согласно с элементами напластования и сланцеватости вмещающих их кристаллических сланцев. Последние в различной мере интенсивно мигматизированы и часто превращены в граниты. В местах отсутствия явлений гранитизации скарны и оруденение отсутствуют. Интрузивные тела гранитоидов в скарново-рудных полях спорадически появляются, однако пространственное положение и формы скарново-рудных тел лишь очень редко определяются контактами и формами тел этой части гранитоидов.

Значительные рудные районы данного типа — Центральная часть Алданского щита, Центральная Швеция и район Адирондака и Пояса возвышенностей (США). Рассмотрим эти регионы.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОВЕТСКОГО СОЮЗА

Геологическое строение Центральной части Алданского щита

Вопросы геологии Центральной части Алданского щита и ее месторождений освещены в большом числе публикаций [12; 13; 23; 39; 48; 53; 54; 59; 79]. Краткий геологический очерк региона по указанным источникам приведен в одной из работ автора [80]. Здесь остановимся лишь на некоторых из основных характеристик и отдельных деталях строения.

Скарново-железорудные месторождения региона группируются в несколько рудных полей, название и состав которых у различных исследователей несколько различаются. По мнению автора, наиболее удобна следующая группировка рудных полей и месторождений:

Леглиерское — Таежное, Магнетитовое, Леглиерское, Тинское;

Дёсовское — Дёс, Дорожное;

Ничичевское — Ничичи, Савгельское;

Сиваглинское — Сивагли, Пионерское, Комсомольское;

Эмельджакское — Эмельджакское, Водораздельное, Аэродромное, Викторовское, Горелое.

Наиболее крупное и представительное среди них — Леглиерское рудное поле с Таежным месторождением.

Кристаллический комплекс Центральной части Алданского щита делится на три серии (снизу вверх): иенгрскую, тимптонскую и джелтулинскую. Интересующие нас железорудные месторождения заключены в леглиерском, керибиканском и хатыминском горизонтах федоровской свиты, занимающей среднее положение в разрезе иенгрской серии. В указанных горизонтах в основном сконцентрированы карбонатные породы, среди которых преобладают доломитовые мраморы и кальцифиры. Тела этих пород залегают среди кристаллических сланцев и гнейсов, в составе которых распространены пироксеновые,

роговообманковые, биотитовые, кордиеритовые и силлиманитовые разности, попеременно преобладающие в различных частях разреза.

Месторождения располагаются в пределах так называемой Алдано-Тимптонской складчатой системы, частью которой является Центрально-Алданская куполовидная структура, осложненная складками высоких порядков. В центральной части этой структуры выступают граниты, гнейсы и кристаллические сланцы верхнеалданской свиты, подстилающей сильно гранитизированные породы федоровской свиты.

В формировании складчатых структур региона играли роль крупные разломы архейского заложения, среди которых имеются скрытые. Разрывы сопровождаются интенсивным дроблением и метасоматическим изменением пород, проявлениями архейского, протерозойского, а местами и мезозойского магматизма. Наиболее интенсивная гранитизация и метасоматические процессы, а также большинство скарново-железорудных и флогопитовых месторождений приурочены именно к указанным системам разломов. К зоне разлома в южном обрамлении Центрально-Алданского антиклинория приурочена главная часть железорудных месторождений региона, располагающихся в пределах Дёс-Хатыминской и Леглиерской синклинальных структур.

Оспариваемое некоторыми исследователями представление А. Р. Энтина [13] о возможности обнаружения промышленных месторождений магнетита и флогопита в продуктивных горизонтах не только федоровской свиты, но и в остальной части метаморфического комплекса архея Алданского щита полностью нами разделяется. В этой же связи А. И. Пухарев [1] указывает на наличие магнетитового оруденения в толщах тимптонской и джелтулинской серий на правобережье р. Тимптон (Магантас и др.), а также в иджекской свите.

Размещение железорудных (и флогопитовых) месторождений в регионе контролируется расположением полей гранитизации, зонами долгоживущих региональных разломов, горизонтами или пластами метасоматически измененных магнезиальных карбонатных пород, находящихся в определенных частях стратиграфического разреза архейского кристаллического комплекса, и отчасти участками изоклинальной складчатости.

Поля гранитизации слагают обширные площади (до 7—10 тыс. км^2) и являются местами интенсивного проявления тектоники. Для внутреннего их строения характерны возрастание гранитизации от границ полей к их внутренним частям, где гранитные породы составляют до 80% (а иногда и более) объема пород, и отсутствие значительных изменений в плане пликативных структур. Отчетлива связь между составом гранитов и гранито-гнейсов и составом окружающих метаморфических пород.

Магнетитовые месторождения располагаются в области непосредственных контактов продуктивных горизонтов с крупными полями гранитизации. Такого рода связь соответствует условиям формирования на месте доломитовых горизонтов магнезиальных скарнов, заключающих магнетитовое оруденение. Во внутренних частях полей гранитизации доломитовые пачки почти нацело гранитизированы, и месторождения здесь отсутствуют.

В сочетании с другими рассмотренными факторами, значение магнезиальных карбонатных пород в размещении скарново-железорудных месторождений региона является определяющим. Имеющиеся местами в продуктивных горизонтах чистые известняки не скарнируются, а магнезиальные их разности лишь изредка подвергаются, по-видимому, замещению своеобразными

---

[1] Личное сообщение.

салитовыми скарнами и несут непромышленную магнетитовую минерализацию (сюда относится, предположительно, часть скарнов месторождения Ниричи).

Вследствие особой роли среды в распределении оруденения, более или менее полное скарновое замещение доломитовых тел, как правило, проходит с унаследованием возникающими скарнами формы этих тел и положения их в разрезе. Таким образом, литологический по своему существу контроль оказывается в то же время и стратиграфическим.

Контроль скарно- и рудообразования складчатыми структурами высокого порядка несомненен, поскольку все скарново-рудные поля региона размещаются в таких складчатых структурах. Вместе с тем наблюдается разнообразие в приуроченности магнетитового оруденения к складкам различных форм, а в пределах складок — к тем или иным их элементам. Следует, по-видимому, согласиться с А. Р. Энтиным [13, с. 85—92], который ограничивает в данном случае роль складчатости образованием в кристаллических толщах дополнительных напряжений и участков облегченного (или затрудненного) просачивания трансмагматических и послемагматических растворов. Во флексурных перегибах нарушение целостности пород с их раздавливанием [53; 54] обусловливало интенсивное просачивание трансмагматических растворов и перевод доломитов в пироксен-полевошпатовые породы. Магнетитовое оруденение в таких местах отсутствует, и рудоотложение в ряде случаев осуществлялось уже в прилегающих гнейсах и кристаллических сланцах, подвергшихся скарновому замещению за счет больших количеств магния и кальция, выносившихся из участков интенсивной гранитизации доломитов.

В числе структурно-тектонических факторов контроля оруденения необходимо отметить роль раздавливания пород продуктивных горизонтов в местах сочленений разрывных нарушений. В отдельных месторождениях (Пионерское) главная часть массивного рудного материала отложена вдоль трещин раздавливания вмещающих оруденение пород.

Как отмечалось, в составе продуктивных горизонтов федоровской свиты преобладают мраморы и основные кристаллические сланцы. Высокоглиноземистые породы здесь имеют подчиненное значение. Еще более ограниченно распространены кварциты, которые встречаются лишь в месторождениях Леглиерской группы. Высокоглиноземистые породы сформировались на месте исходно глинистых и песчано-глинистых мелководных осадков прибрежного типа, глиноземистые и основные породы — за счет мелководных и средневодных мергелистых осадков, а карбонатные породы принадлежат к отложениям средних и несколько бóльших глубин [13, с. 51—58].

В пределах рудных полей преимущественно распространены основные разности кристаллических сланцев и гнейсов. При этом собственно амфиболиты лишь редко достигают значительного развития.

По отношению к карбонатным пачкам основные кристаллические сланцы, как правило, располагаются в лежачем боку, а биотитовые и кордиерит-силлиманитовые разности — в висячем. Кроме того, отдельные пласты тех и других могут встречаться внутри тел доломитов и в скарново-рудных телах. Среди карбонатных пород железорудных месторождений региона преобладают доломиты, однако содержание магнезиальной составляющей колеблется в широких пределах. Так, в месторождении Ниричи большая часть подвергшихся скарнированию карбонатных пород принадлежит к магнезиальным известнякам с 7,93 и 3,73% MgO [23, с. 19—31].

Исходя из общей характеристики карбонатных пород хатыминского горизонта и ряда особенностей Пионерского месторождения, можно предположить

преобладание в его разрезе известковых разностей доломитов. Вместе с тем для Таежного месторождения характерны доломиты, как и для месторождения Сивагли. В ряде месторождений (Эмельджакское, Таежное, Дёс) в составе пачек карбонатных пород, вероятно, имелись и тела магнезитов, на месте которых образовались шпинель-энстатитовые скарны.

Вне полей гранитизации доломитовые мраморы представлены чистыми разностями, содержание силикатов в которых редко достигает 1—2%. Мощности их тел весьма различны. Тонкие (до 1—2 м) прослои их в пределах скарново-рудных полей не наблюдались. Им соответствуют здесь пироксеновые и плагиоклаз-пироксеновые породы, возникшие на их месте в процессе гранитизации кристаллических толщ. В связи с изменениями регрессивного этапа часть этих пород приобрела существенно роговообманковый состав. Судя по мощности реликтовых тел кальцифиров, в отдельных случаях превышающей 100 м, некоторые пласты доломитовых мраморов до проявления дифференциальных движений и связанного с последними разлинзования обладали большой мощностью. Значительно чаще, однако, встречаются линзообразные тела доломитовых кальцифиров мощностью в несколько десятков метров. В разрезах продуктивных горизонтов такие тела могут повторяться, разделяясь пластами или линзами различных гнейсов и кристаллических сланцев.

В пределах всех скарново-рудных полей региона гранитизация проявлена весьма широко и интенсивно, и местами значительные части пачек кристаллических сланцев и гнейсов по простиранию (и по падению) сменяются гранитогнейсами или гранитами.

В начальной стадии процесса гранитизации интенсивно проявлена ортоклазизация, которая охватывает практически все кристаллические сланцы разреза и околоскарновые породы магматического этапа [79]. Интенсивно ортоклазизированные кристаллические сланцы вместе с околоскарновыми породами нередко подвергаются магнетитовому оруденению. В конечных стадиях процесса гранитизации породы утрачивают свои первоначальные черты, переходя в массивные гнейсо-граниты.

Наряду с такими гранитами в регионе, в том числе, по-видимому, и в скарново-рудных полях, встречаются гранитные тела, сформировавшиеся в качестве интрузивов. Последние местами сопровождаются отдельными пегматитовыми жилами или их группами.

Химический и минеральный состав гранитов региона, а также физико-химические условия образования отдельных их разностей рассмотрены А. А. Маракушевым [39]. Характеристики гнейсо-гранитов Алдана имеются в работах Г. М. Друговой и др. [12]. Часть новых химических анализов приводится Д. П. Сердюченко [28, с. 96—107]. Однако как процессы, так и продукты гранитизации последним понимаются своеобразно. В качестве примера сошлемся на совместную с В. А. Павловым статью Д. П. Сердюченко [23, с. 204—205], в которой, обсуждая предполагаемые явления перестройки состава и структуры руд, связываемые... «в основном с воздействием... *инъекционных гранитных жилок*» (здесь и далее курсив мой. — *Л. Ш.*), эти исследователи приводят пример таких явлений по скв. 50: магнетитовая руда... «*инъекционно* прорывается *плагиоклазовыми* жилками...; внедряясь в рудную толщу, они раздвигают слагающие ее прослои... На таких *мигматизированных* участках отмечено резкое уменьшение количества магнетита... На глубине 64,1—66,7 м в руде наблюдается целый ряд таких интрузивных внедрений... Порода на этом участке состоит главным образом из *среднезернистого плагиоклаза* и *разъеденных зерен пироксена*» (выделено нами, — *Л. Ш.*). Подобного рода представления (грани-

тизация с увеличением объема гранитизируемых пород, существование «гранитных» плагиоклазовых расплавов и т. д.) противоречат геологическим данным.

Среди гранитов, развитых в пределах Дёсовского скарново-рудного поля и Ниричей, представлены, по-видимому, и протерозойские образования. Нам это представляется вероятным в связи с широко и интенсивно проявленными в кристаллических сланцах и гнейсах среднетемпературными изменениями (развитие мусковита, пренита, цоизита, пумпеллиита, антофиллита, хлорита), совершенно не характерными на Алдане для регрессивных явлений, связанных с гранитизацией архейского возраста.

Гранитизация кристаллических толщ, в составе которых участвуют доломиты, имеет свои особенности. Последние обусловлены широким проявлением метасоматического перемещения магния и кальция, поступающих в трансмагматические растворы при скарновом замещении доломитов и участвующих в преобразовании алюмосиликатных пород, залегающих среди доломитовых пачек или заключающих отдельные тела доломитов. Явления, происходящие при этом, рассмотрены автором ранее [74; 79; 80]. В указанных работах имеются детальные характеристики метасоматических пород месторождений (химические анализы, особенности минералов и их парагенезисов и др.). Здесь ограничимся приведением схематической классификации распространенных в месторождениях образований, возникающих при гранитизации кристаллических сланцев и гнейсов с заключенными в них доломитами (табл. 9).

Температурная фация этих пород в регионе определяется ассоциацией форстерита с кальцитом, ассоциация же диопсида с доломитом встречается редко. В кальцифирах месторождений Леглиерской группы встречаются суанит, людвигит, варвикит, сингалит и вторичный ссайбелиит, что выделяет их среди аналогичных пород других рудных полей.

Остатки не полностью замещенных магнезиальными скарнами кальцифиров встречаются в скарново-рудных телах, обычно в их центральных частях. Мощность и протяженность отдельных тел колеблется в широких пределах. Вследствие явлений скарнирования лишь редко непрерывные тела кальцифиров превышают 1 км по простиранию. Мощность их свыше 100 м отмечается также редко.

Шпинель-форстеритовые и пироксеновые скарны и продукты их послемагматического преобразования в месторождениях региона представлены весьма типично. Абсолютно преобладают инфильтрационные магматической стадии разности этих пород, в которых шпинель (и повышенное содержание глинозема в фассаите) определяют особенности минеральных ассоциаций, развивающихся на месте исходных парагенезисов этих скарнов в послемагматическом этапе. Здесь возникают не только флогопит и паргасит, но и такие глиноземистые минералы, как серендибит и турмалин.

Форстеритовые породы, не затронутые процессами замещения гумитовыми минералами, в участках с промышленным магнетитовым оруденением очень редки и слагают лишь небольшие реликтовые массы среди клиногумитовых скарнов. Наибольшая интенсивность серпентинизации форстеритовых скарнов также имеет место в участках промышленного оруденения.

Фассаитовые скарны морфологически образуют зоны метасоматической колонки мощностью от долей сантиметра до 15—30 м. Наибольшие мощности наблюдаются в местах сравнительно более интенсивной гранитизации доломитовых тел. Магнетитовое оруденение ограниченных размеров отмечается в этих скарнах там, где в их составе присутствовал форстерит. Значительное по интен-

Таблица 9

Схематическая классификация скарновых метасоматитов и продуктов их изменения в алданских железорудных месторождениях

I. Магматический этап	II. Послемагматический этап
Образование скарнов и околоскарновых пород	**Преобразование пород I этапа и оруденение**
А пододоломитовые метасоматиты	
Шпинель-форстерит-кальцитовый (±доломит) кальцифир	Флогопит, паргасит, клиногумит, амезит, гидротальк ит, тремолит, серпентин; бораты, магнетит, сульфиды
Шпинель-форстеритовый скарн с кальцитом	То же
Шпинель-энстатитовый скарн	Антофиллит, флогопит, тремолит, серпентин, тальк; магнетит, сульфиды
Шпинель-фассаитовый скарн	Флогопит, паргасит, серендибит, турмалин, амезит; магнетит, бораты, сульфиды
Гиперстен-плагиоклазовая (±клинопироксен, ортоклаз) околоскарновая порода	Железистый флогопит, роговая обманка, турмалин, кварц; магнетит, сульфиды
Фассаит-плагиоклазовая (±ортоклаз) околоскарновая порода	То же
А поалюмосиликатные метасоматиты	
Шпинель-фассаитовый с плагиоклазом скарн	Флогопит, паргасит, серендибит, турмалин, сульфиды
Фассаит-плагиоклазовая околоскарновая порода	Железистый флогопит, роговая обманка, турмалин; магнетит, сульфиды
Гиперстен-плагиоклазовая (± клинопироксен, ортоклаз) околоскарновая порода	Железистый флогопит, роговая обманка, турмалин; магнетит, сульфиды
Клинопироксен (гиперстен)-полевошпатовая с кварцем, роговой обманкой и биотитом близскарновая порода	То же
Пироксеновый скарн (жильный)	Роговая обманка, железистый флогопит; магнетит, сульфиды *Новообразования* Кальцит-форстеритовый и диопсидовый (±кальцит) скарны местами с магнетитом и сульфидами Пироксен-скаполитовая (±роговая обманка, ортит) околоскарновая порода по амфиболитам; магнетит, сульфиды

сивности магнетитовое оруденение послемагматического этапа в шпинель-фассаитовых скарнах в регионе также отсутствует, появляясь лишь в их флогопитизированных разностях.

Значительная часть шпинель-энстатитовых скарнов алданских месторождений содержит форстерит и диопсид. На контактах с фассаитовыми скарнами

оруденение, довольно интенсивное в форстеритсодержащей массе скарна, резко ослабевает. Тип руды в энстатитовых скарнах по отношению к общей массе руд совершенно подчинен. Лишь в отдельных рудных полях (Эмельджакское) они слагают значительные части рудных линз, протяженность которых достигает 0,5 км при мощности от 10—16 до 60 м. В остальных месторождениях, где эти скарны и руды встречаются (Таежное, Дёс), они образуют небольших размеров линзовидные тела, располагающиеся между оруденелыми форстеритовыми и шпинель-фассаитовыми скарнами. В ряде мест последние заменяются гиперстен-плагиоклазовыми околоскарновыми породами.

Как видно из табл. 9, аподоломитовые околоскарновые породы в месторождениях региона представлены как образованиями магматического этапа, так и послемагматическими. И в тех, и в других встречается промышленное магнетитовое оруденение. Соответственно характеру пироксена выделяются фассаит-плагиоклазовые (иногда с остатками шпинели) и гиперстен-плагиоклазовые с клинопироксеном разности околоскарновых пород магматического этапа. Дальнейшая гранитизация этих пород выражается в смене основного плагиоклаза более кислым и в появлении калиевого полевого шпата, к которому нередко присоединяется кварц [79]. Послемагматические изменения этих пород очень часто интенсивны и имеют следствием возникновение близких к мономинеральности (с реликтами исходных минералов), а также биминеральных флогопитовых и роговообманковых скарнов и турмалиновых пород [79].

Магнетитовое оруденение и сульфидная минерализация сравнительно наиболее интенсивны в разностях околоскарновых пород, подвергшихся послемагматическим преобразованиям с переводом их во флогопитовые или роговообманково-флогопитовые скарны. Кроме этого магнетита, замещающего фемические минералы и полевые шпаты в послемагматическом этапе, в рассматриваемых породах появляются переменные, иногда значительные количества магнетита, обнаруживающего признаки образования еще в магматическом этапе.

При большой интенсивности замещения доломитовых тел скарнами, в местах пересечения потоком трансмагматических растворов контактов этих тел с гнейсами и кристаллическими сланцами, прилежащие к контакту части последних замещаются своеобразными шпинель-фассаитовыми скарнами [79].

Магнетитовая минерализация в апогнейсовой части околоскарновых пород проявляется так же, как и в околоскарновых породах области экзоконтакта. Различия свежих их разностей от однотипных пород, образовавшихся по доломитам, выражаются в несколько меньшей основности плагиоклаза и в обратной последовательности развития минералов (гиперстен замещается клинопироксеном и оба пироксена замещают плагиоклаз). В противоположность свежим разностям породы, переведенные в существенно флогопитовые с роговой обманкой скарны, теряют свои характерные особенности и трудно отличимы от тождественных по минеральному составу скарнов по околоскарновым породам экзоконтакта. Магнетитовое оруденение в таких скарнах нередко достигает промышленной концентрации и местами значительно по масштабу.

Несколько особое положение занимают пироксен-скаполитовые породы, несущие промышленное магнетитовое оруденение. Общая форма тел данных околоскарновых пород приближается к плосколинзовидной, однако в деталях имеется ряд различий, обусловленных развитием скаполита вдоль нарушений в прилежащих кристаллических сланцах. Размеры тел рудоносных пироксен-скаполитовых пород колеблются в весьма широких пределах. Мощность их изменяется от долей метра до 60 м, наибольшая протяженность достигает

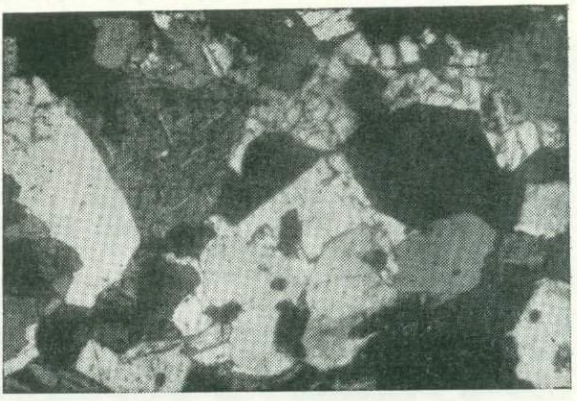


Рис. 13. Начало околоскарнового преобразования амфиболита: отчетливо замещение плагиоклаза скаполитом (белое со спайностью). Месторождение Пионерское, скв. 3, обр. 1242. С анализатором. Увел. 40

1,5 км. Взаимоотношения этих околоскарновых пород с исходными породами, среди которых преобладали пироксеновые амфиболиты, хорошо выражены в большом числе случаев, и прослеживаются все переходы кристаллических сланцев к пироксен-скаполитовым породам. Амфиболиты представлены тонкозернистыми полосчатыми разностями, и эти их особенности в значительной мере сохраняются и в возникающих на их месте пироксен-скаполитовых породах.

Вместе с тем появляется и ряд других текстурных черт. Наиболее примечательные связаны с проявлениями гранитизации. В силу селективности скаполитизации, выражающейся в избирательном замещении скаполитом более основного из присутствующих в породе плагиоклазов (в данном случае андезина амфиболитов), полевые шпаты мигматических шнуров сохраняются без изменений и производят ложное внешнее впечатление гранитизации пироксен-скаполитовой породы. Однако наличие частично скаполитизированных мигматитовых разностей исходных кристаллических сланцев (рис. 13) позволяет разобраться в последовательности событий. По простиранию пачек за пределами рудных тел околоскарновые преобразования амфиболитов быстро исчезают.

Вторая характерная черта рассматриваемых пород связана с сильным раздавливанием породы до рудоотложения, следовавшего за скаполитизацией. Это вызвало появление местами тонких (1—3 мм) мономинеральных жилок скаполита того же состава, что и в основной массе породы, края которых сливаются с последней [79].

Отметим следующие геологические особенности появления крупных тел рассматриваемых околоскарновых пород.

1. Пироксен-скаполитовые породы с ограниченно распространенным в докембрии Алданского щита относительно более низкотемпературным кислым скаполитом (А. А. Маракушев, 1965 г.) сформировались в области сочленения нескольких различно направленных тектонических нарушений, облегчавших просачивание послемагматических растворов.

2. В непосредственной близости от этих пород, отделяясь от них небольшой по мощности пачкой карбонатных пород и скарнов, располагаются аляскитовые гнейсо-граниты, в зоне эндоконтакта субщелочные. Как амфиболиты, так и вмещающие их гнейсы неравномерно интенсивно мигматизированы.

3. Среди исходных пород господствуют пироксеновые амфиболиты, которые для околоскарновых преобразований пород слюдяно-алданского комплекса наиболее благоприятны (Д. С. Коржинский, 1947 г., с. 95—98).

4. Минеральные ассоциации скарнов и околоскарновых пород Пионерского месторождения указывают на повышенную щелочность растворов (ассоциация андрадита с ортоклазом, преобладающе натровый состав скаполита). В согласии с этим находится и значительное содержание SO_3 в составе скаполита.

5. Карбонатные породы представлены кальцифирами и кальцитовыми мраморами, образовавшимися на их месте и заключающими обильные обломки пироксен-скаполитовых пород.

В какой мере формирование рассматриваемого типа пироксен-скаполитовых пород и связанного с ними оруденения обязано сочетанию перечисленных факторов — на примере одного месторождения решить, разумеется, трудно.

Таким образом, минеральный состав, текстуры и структуры околоскарновых пород и замещающих их скарнов обеих частей контакта и положение в них оруденения достаточно выразительно свидетельствуют о метасоматической природе всех этих пород. Невозможно согласиться с Д. П. Сердюченко и другими [60, с. 17] в отнесении их к кристаллическим сланцам.

В соответствии со значительным разнообразием осадочно-метаморфических пород в разрезах продуктивных пачек минеральный состав и структурно-текстурные особенности близскарновых пород в месторождениях также разнообразны. Вследствие метасоматических преобразований, связанных с процессами гранитизации доломитов, близскарновое преобразование часто проходило со значительным привносом растворами магния, железа и кальция. Для этих процессов характерны уменьшение количества кварца и рост темноцветных минералов (главным образом пироксенов) в исходной породе, с одновременным растворением ее магнетита. При этом перемены в минеральном составе породы обычно соответствуют условиям повышения щелочности. Границы между околоскарновыми и близскарновыми породами в ряде случаев довольно расплывчаты.

Послемагматические изменения, заключающиеся в развитии (на месте пироксенов и полевых шпатов) флогопита и роговой обманки (также турмалина) с переменным количеством кварца, дополнительно осложняют минеральный состав близскарновых пород и значительно изменяют их структуры и текстуры [79]. Наличие в возникающих таким путем флогопитовых массах реликтов замещенных минералов и постепенные переходы их по простиранию и по падению в менее интенсивно измененные разности кристаллических сланцев опровергают представление Д. П. Сердюченко [23] об осадочно-метаморфической природе этих «слюдитов».

Магнетитовое оруденение в близскарновых породах не встречено; что же касается послемагматических магнезиальных скарнов, возникающих на их месте, то они нередко несут промышленную магнетитовую и сульфидную минерализацию.

Известковые скарны в регионе занимают совершенно подчиненное положение. Хотя они известны в ряде флогопитовых месторождений, только в немногих из них они появляются в значительных количествах. Отсутствие промышленного оруденения в этих скарнах обусловило слабую их изученность, поэтому ряд вопросов, связанных с условиями их образования, выяснен недостаточно.

Среди известковых скарнов железорудных месторождений региона выделяются следующие три типа: 1) кальцит-волластонитовые, 2) андрадитовые с переменным количеством ферриавгита и 3) салитовые (с андрадитом или без него).

Химический и минеральный состав отдельных разностей этих пород освещались в печати [39; 55; 79]. Наиболее характерной общей чертой данных пород является высокая железистость слагающих их темноцветных минералов и наличие ассоциаций, указывающих на повышенную щелочность послемагматических растворов и активность кислорода.

Из продуктов низкотемпературного преобразования силикатной части руд в алданских месторождениях наиболее широко распространена серпентинизация, однако спорадически значительны хлоритизация, карбонатизация и редко окварцевание.

Магнетитовые руды

В зависимости от времени образования по отношению к процессу гранитизации, характера пород, подвергшихся замещению, минеральный состав железных руд скарновых месторождений в докембрии Алданского щита меняется (табл. 10). Однако минеральные ассоциации магнетита в обсуждаемых месторождениях более разнообразны, чем можно видеть в таблице, характеризующей лишь собственно рудные массы. Поскольку существенно мартитовые руды представлены только в месторождении Сивагли и сформировались за счет разностей, перечисленных в табл. 10, они в таблице особо не выделяются [1]. В части

Таблица 10

Минеральный состав магнетитовых руд

Руды магматического этапа	Руды послемагматического этапа[1]
В скарнах и околоскарновых породах по доломитам	
а. Форстерит, шпинель, изредка кальцит, магнетит I	а. Форстерит, иногда кальцит, магнетит II; серпентин, тремолит, бораты, сульфиды
	б. Клиногумит, флогопит, магнетит II; местами амезит, тремолит, бораты, сульфиды
	в. Серпентин, флогопит, амезит, магнетит II, III [2], тремолит, бораты, сульфиды
г. Энстатит, шпинель, магнетит I, иногда диопсид, форстерит	г. Серпентин, флогопит, амезит, магнетит II, III, тремолит, тальк, сульфиды
д. Пироксен, полевые шпаты, магнетит I	д. Роговая обманка, скаполит, магнетит II; местами андрадит, эпидот, сульфиды
е. Гиперстен, клинопироксен, полевые шпаты, магнетит I, иногда кварц	е. Роговая обманка, магнетит II, иногда ортит, сульфиды
В скарнах и околоскарновых породах алюмосиликатного комплекса	
а. Клинопироксен, гиперстен, полевые шпаты, магнетит I, иногда кварц	а. Роговая обманка, флогопит, магнетит II, иногда ортит, сульфиды (±турмалин)
	б. Пироксен, роговая обманка, флогопит, магнетит II, сульфиды
	в. Пироксен, скаполит, роговая обманка, магнетит II, ортит, сульфиды (полевые шпаты, кварц)

[1] В составе этих руд обычно присутствуют те или иные количества минералов руд магматического этапа.
[2] Магнетит III—гистерогенный продукт разложения силикатов и боратов.

[1] Детали минерального и химического состава этих руд даны Д. П. Сердюченко и В. А. Павловым [23, с. 179—213].

рудных тел Таежного месторождения имеются руды, относящиеся к комплексным по содержаниям в них боратов [80]. В их составе ведущими являются людвигит и продукт его гистерогенного разложения — ссайбелиит. Своего рода «аналогом» этих руд в скарнах по алюмосиликатным породам являются существенно турмалиновые флогопит-рогообманковые магнетитовые руды, известные в Таежном месторождении. Количественно они незначительны.

Магнетитовое оруденение в скарнах по алюмосиликатным породам почти постоянно сопровождается повышенными содержаниями ортита, сингенетичного с магнетитом. Этот минерал образует в пироксен-магнетитовой массе рассеянную вкрапленность или зернистые скопления [80], не имеющие промышленного значения.

Сульфидная часть магнетитовых руд региона представлена в основном пирротином и пиритом; первый преобладает в месторождениях Леглиерского рудного узла, второй — в остальных. Исключение представляет Эмельджакское месторождение, в рудах которого сульфиды отсутствуют. Общее содержание сульфидов в рудах колеблется в пределах 2—6%. Кроме пирита и пирротина в отдельных месторождениях значителен халькопирит (обычно не превышает первых долей процента); молибденит очень редок (единичные зерна).

Относительная распространенность отдельных разностей руд и их роль в общем балансе промышленных руд меняются от одного рудного поля к другому. В целом для региона характерно расположение пироксен-магнетитовых разностей в краевых частях крупных тел, сложенных ортосиликатными рудами. Более мелкие тела, залегающие непосредственно в гранитизированных гнейсах, нацело сложены пироксен-магнетитовыми рудами. Изучение железистости и других особенностей минералов существенно пироксеновых и возникших за их счет флогопитовых и роговообманковых разностей магнетитовых руд, а также пространственного их положения по отношению к контактам доломитов и исходных алюмосиликатных пород показало следующее.

С нарастанием интенсивности гранитизации гнейсов, вмещающих скарново-рудные тела, ортосиликатные руды в последних сменяются метасиликатными. При этом все бо́льшая часть последних оказывается сложенной роговой обманкой и повышенной железистости флогопитом. Одновременно оруденение перемещается в скарны, развивающиеся в структурно благоприятных участках по алюмосиликатным породам, заключавшим исходные доломиты.

Общая черта всех выделенных выше разностей руд в месторождениях региона — отчетливо метасоматическая природа магнетита. Такой характер оруденения проявляется не только в формах рудных тел и пространственном положении оруденения в разрезах месторождений, но и в макро- и в микроструктурных и текстурных особенностях руд.

Распределение прожилково-вкрапленных и массивных руд в скарново-рудных телах не всегда закономерно. В общем случае вкрапленные руды слагают периферические части рудных тел. При этом если массивные и сопровождающие их вкрапленные руды представлены ортосиликатными разностями, то с удалением от центра рудного тела такие вкрапленные руды местами сменяются вкрапленными метасиликатными рудами. Хороший пример устойчивого пространственного распределения богатых и бедных руд представлен в скарново-рудных телах Таежного месторождения, где вкрапленные руды образуют «рубашки» около массивных руд [80]. Кроме такого (периферийного) расположения вкрапленных руд, они, как и безрудные скарны, спорадически встречаются в виде различной величины участков во внутренних частях рудных тел.

Химически магнетиты месторождений региона изучены недостаточно полно. Данные по примесям в них приведены в табл. 5. Дополнительно следует указать содержания в магнетитах этих месторождений окиси ванадия (0,04—0,08%) и окиси хрома (0,02—0,19%).

Обращаясь к химическому составу руд рассматриваемых месторождений, приходится констатировать, что за исключением энстатит-магнетитовых руд Эмельджакского месторождения химические анализы руд магматического этапа не произведены. Отсутствуют и средние полные анализы большинства других типов. Приведенные в табл. 5 полные химические анализы руд месторождений региона являются усредненными и недостаточно отражают особенности отдельных минеральных типов руд. Характеристики последних дополнительно даны в табл. 11, 12, 13, составленных по данным А. И. Пухарева (1958 г.). Рассмотрение этих таблиц позволяет отметить следующие существенные различия руд в трех группах, объединяющих отдельные минеральные типы.

а. Ортосиликатные и метасиликатные руды при близких содержаниях в них железа значительно различаются количествами кремния, магния и титана, а также кальция. Содержание глинозема меняется не столь закономерно.

Таблица 11

Химические составы магнетитовых руд Эмельджакского (ан. 1 и 2) и Таежного (ан. 3—15) месторождений, вес. %

Компоненты	Ан. 1	Ан. 2	Ан. 3	Ан. 4	Ан. 5	Ан. 6	Ан. 7
SiO_2	5,19	1,37	4,78	8,26	5,34	10,18	4,78
TiO_2	0,37	0,25	0,03	0,03	0,03	0,03	0,003
Al_2O_3	2,52	2,54	1,27	1,11	1,00	1,21	1,90
Fe (общ.)	64,56	68,01	86,08	80,19	84,05	73,71	56,7
FeO	27,07	25,56	18,82	19,82	22,94	19,44	17,93
MgO	2,82	2,54	7,95	10,00	10,26	15,66	26,00
CaO	Не обн.	Не обн.	1,68	1,54	1,68	1,54	1,82

Продолжение табл. 11

Компоненты	Ан. 8	Ан. 9	Ан. 10	Ан. 11	Ан. 12	Ан. 13	Ан. 14	Ан. 15
SiO_2	4,46	27,86	13,38	26,56	21,86	8,88	20,76	22,16
TiO_2	0,08	0,22	0,13	0,14	0,13	0,07	0,33	0,15
Al_2O_3	1,64	2,27	3,65	4,02	2,74	3,39	3,55	2,22
Fe (общ.)	62,37	48,3	72,62	50,76	62,91	81,81	65,88	63,44
FeO	14,16	10,95	16,48	8,25	14,71	20,77	14,71	12,92
MgO	19,08	13,42	7,95	1,30	6,40	5,29	3,60	3,82
CaO	1,96	7,42	3,78	19,74	8,54	2,38	3,78	11,48

Эмельджакское месторождение: ан. 1—энстатит-магнетитовые и ан. 2—форстерит-магнетитовые руды магматического этапа; ан. 3 и 4—форстерит-магнетитовые с серпентином; ан. 5 и 6—клиногумит-магнетитовые (богатая и бедная); ан. 7 и 8—клиногумит-магнетитовые с боратами; ан. 9 и 10—пироксен-магнетитовые с флогопитом и амфиболом (ан. 9—значителен энстатит); ан. 11—салит-магнетитовая с андрадитом; ан. 12—роговообманково-пироксен-магнетитовая с флогопитом; ан. 13—салит-авгит-магнетитовая с флогопитом; ан. 14—роговообманково-магнетитовая с полевыми шпатами; ан. 15—салит-магнетитовая.

Таблица 12

Содержания главных нерудных компонентов и малых примесей в рудах алданских месторождений, вес. %

Месторождения	SiO_2	Al_2O_3	MgO	CaO	W	V	Mo	Co[1]
Таежное (ортосиликатные руды)	12,56	3,15	13,24	1,34	Следы	Следы — 0,003	Следы	0,009
Магнетитовое	14,36	3,44	7,59	2,77	0,005	0,005	»	0,008
Тинское	16,41	4,27	11,65	0,37	Следы	0,005	»	0,025
Эмельджакское	29,08	5,37	11,30	3,27	»	0,003	»	0,014
Пионерское	23,20	5,80	2,05	6,53	»	0,003	»	0,013

[1] Среднее содержание в мономинеральных фракциях пирротина не превышает 0,18%.

Таблица 13

Среднее содержание примесей в рудах Таежного месторождения, вес. %

Магнетитовые руды	S	P	Cu	Zn
Ортосиликатная:				
богатая	2,30	0,06	0,06	0,03
вкрапленная	1,80	0,05	0,06	0,03
с боратами	2,77	0,06	0,07	0,01
Метасиликатная:				
богатая	2,0	0,03	0,10	0,01
Пироксен-скаполитовая	1,91	0,04	0,05	Следы

б. При сходных содержаниях кремния скарновые руды аподоломитового и апоалюмосиликатного рядов существенно пироксенового состава (метасиликатные) четко различаются по магнию и титану, отчасти и по глинозему.

в. Послемагматические руды по околоскарновым породам отличаются от остальных низким содержанием в них магния, повышенным титана (в основном за счет сфена) и высоким глинозема. Из увеличения количеств магния и титана при переходе от богатых руд к некондиционным следует, что оба эти компонента связаны в основном с силикатной частью. Незначительность примесей в данных рудах позволяет признать их чистыми (за исключением сульфидной серы).

Объемы рудных концентраций, как правило, отличаются от объемов заключающих их скарнов, и наиболее крупные тела обсуждаемых месторождений выглядят преимущественно сложно-линзовидными. Они могут заключать прослои измененных гнейсов и кристаллических сланцев, часто сильно гранитизированных, а также остатки кальцифиров и доломитовых мраморов. Часто встречается кулисообразное расположение рудных тел. Оси протяженных линз испытывают изгибы, согласные с элементами складчатости во вмеща-

ющих породах. Имеются случаи, когда рудные линзы переходят из одного крыла складки в другое, сохраняя в основном состав и строение рудной массы, с теми или иными изменениями мощности (главное тело Таежного).

В отдельных месторождениях характерны гнездовые (Ничричи) или редковидные формы концентраций магнетита (главное тело Сивагли). Распространены также короткие, быстро выклинивающиеся линзы, мощность которых резко (на 30—50 м простирания) убывает — от нескольких десятков до 1—1,5 м (ряд рудных тел месторождения Дёс). Для оруденения в скарнах по алюмосиликатным породам характерны сложные формы, объединяющие жильные, гнездовые и линзовидные тела.

Среди линзовидных форм преобладают в основном согласные с формами скарновых тел, заключающих оруденение. Однако встречаются рудные концентрации, длинные оси которых располагаются под углом к простиранию вмещающих их скарнов. Существенно, что такие (с несогласным положением) рудные тела встречаются не только в скарнах по гнейсам, где они довольно распространены, но и в ортосиликатных скарнах (канава 32 месторождения Дёс, главные рудные тела в юго-западной части Комсомольского месторождения и др.).

Сравнительно немногочисленны, но достигают крупных размеров рудные залежи неправильной формы, возникшие на месте доломитовых тел, подвергшихся до скарнирования сильным пластическим деформациям с элементами диапиризма. Контуры таких залежей в общем конформны с вмещающими их скарновыми и карбонатными массами.

В разрезах продуктивных горизонтов рудные тела не занимают определенного стратиграфического положения, встречаясь в различных частях поперечных сечений исходных доломитовых тел, преимущественно вдоль контактов последних с мигматитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами. Вне скарнов промышленное оруденение в рассматриваемых месторождениях не известно. Рудные тела в скарнах по гнейсам и гнейсо-гранитам располагаются обычно в висячем боку аподоломитовых магнезиальноскарновых тел. В более крупных месторождениях имеется по две рудоносные пачки, разделенные между собою гнейсами различного состава. В разрезе каждой из них обычно присутствует по нескольку рудных тел (месторождения Таежное, Дёс и др.).

Размеры рудных тел колеблются в широких пределах. Суммарная мощность наиболее крупных линзовидных тел составляет от $^1/_{100}$ до $^1/_{15}$ их протяженности, которая в отдельных случаях превышает 1000 м.

Метасоматическая зональность в скарновых телах рассматриваемых месторождений выражена очень отчетливо и является одной из наиболее характерных черт этих месторождений. Наблюдения в большом числе (около тысячи) контактов магнезиальных скарнов и доломитов с гранитизированными породами гнейсового комплекса показали, что среди такого рода контактов лишенные метасоматической зональности в месторождениях Южной Якутии отсутствуют. Количество изученных месторождений велико, строение же и состав метасоматических колонок (в пределах двух-трех главных их типов) весьма устойчивы. Эти данные позволяют сделать заключение об исключительной роли метасоматической зональности в геологическом строении месторождений. Значительное число примеров этой зональности приведено автором ранее [80]. Здесь же ограничимся рассмотрением в основном геологического аспекта проявления зональности, ее значения в строении месторождений, в особенностях пространственного размещения оруденения и др.

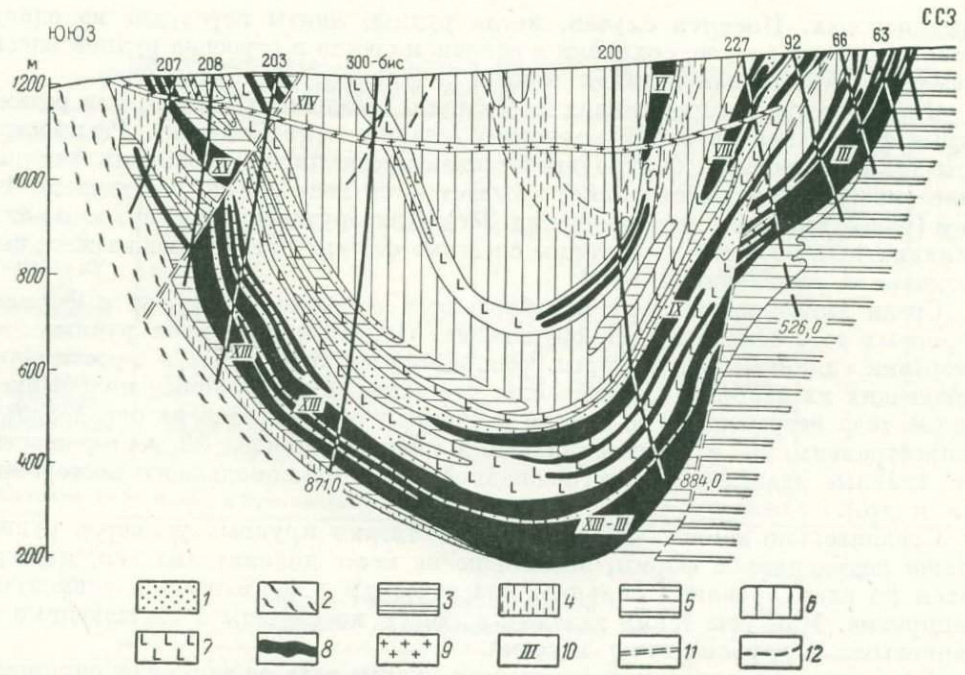


Рис. 14. Разрез Таежного месторождения. По А. И. Цухареву (1958 г.).

1 — доломитовые кальцифиры и мраморы; *2* — мигматитовые гнейсы и гранито-гнейсы; *3* — пироксеновые и роговообманковые кристаллические сланцы; *4* — мигматизированные кварциты и кварцито-гнейсы (силлиманитовые, биотитовые, кордиеритовые); *5* — околоскарново- и близскарновоизмененные гнейсы; *6* — кварциты и кварцито-гнейсы силлиманитовые, биотитовые, кордиеритовые; *7* — магнезиальные скарны и заместившие их серпентиновые породы; *8* — магнетитовые руды в магнезиальных скарнах; *9* — сиенит-порфиры; *10* — номера рудных тел; *11* — пострудные нарушения; *12* — доскарновые нарушения. Смена кальцифира и мрамора рудой и скарнами на разрезе отчетлива

Указанная на рис. 2 последовательность зон наблюдается не только в поперечных сечениях скарново-рудных тел, но и по простиранию и по падению последних, особенно в той части этих тел, которая сменяется кальцифирами или доломитовыми мраморами. Такие смены в месторождениях региона широко распространены и хорошо доказывают не фациально-седиментогенный, а именно метасоматический характер обсуждаемой зональности. В качестве примеров можно указать многие разрезы по буровым скважинам и погоризонтные сечения рудных тел ряда месторождений региона. На рис. 14 приведен разрез Таежного месторождения. Проследить последовательную смену всех зон метасоматической колонки на этом разрезе по условиям масштаба невозможно, однако расположение ортосиликатных руд «в рубашке» пироксеновых и роговообманковых скарнов, отделяющих их от пород гнейсового комплекса, как и прямые контакты этих руд с кальцифирами, вполне отчетливо [80].

Подобные указанным взаимоотношения оруденения со скарновыми и карбонатными массами типичны для магнезиальноскарновых месторождений.

Послемагматические минеральные ассоциации в скарнах и околоскарновых породах определяются соотношениями в растворах химических активностей относительно более подвижных компонентов: калия, натрия, кислорода, бора, железа. В силу этого в различных месторождениях (или частях более крупных месторождений) появляются различные по минеральному составу скарны

на месте исходно аналогичных пород тех или иных зон метасоматической колонки магматического этапа.

При наличии в доломитовых телах многочисленных линз и прослоев пород гнейсового комплекса и при различных соотношениях мощностей тех и других отдельные из этих тел могут предстать гранитизированными в различной степени. Соответственно, число и мощности отдельных зон в каждом доломитовом теле и степень преобразования гнейсов могут так или иначе различаться, однако смежные (по приведенной схеме) зоны метасоматической колонки всегда занимают присущее им место среди других присутствующих в разрезе.

Наблюдения на месторождениях, о которых идет речь, показывают, что доломитовые мраморы часто заключали прослои и линзы различных гнейсов и кристаллических сланцев, а пачки последних содержали мелкие включения доломитов. Неравномерная гранитизация таких сложных пачек пород обусловила сложное строение поперечных разрезов через скарново-рудные тела. Эти разрезы представляют собой различные сочетания реликтов исходных кристаллических пород и метасоматитов магматического этапа в колонках различной полноты с различными мощностями зон. Минеральный состав этих пород подвергся тем или иным послемагматическим преобразованиям, и резкость контактов отдельных зон исчезла. К этому комплексу пород добавляются различного состава послемагматические скарны по гнейсам.

Многочисленные переходы между неизмененными породами и заместившими их метасоматитами с учетом закономерностей метасоматической зональности позволяют восстанавливать первоначальное строение и состав пород изучаемого разреза и особенности последующих изменений. Существует обычно резко выраженная избирательность рудного замещения, в силу которой массивные магнетитовые руды концентрируются почти исключительно в зоне аподоломитового форстеритового (клиногумитового) скарна и в инфильтрационных салит-авгитовых (или заместивших их флогопитовых и роговообманковых) скарнах по гнейсам. Это обстоятельство хотя дополнительно осложняет картину метасоматической зональности, однако и упрощает ее расшифровку. Последняя облегчается наличием в рассматриваемых месторождениях множества одинаково построенных зональных контактов. Вместе с тем изучение метасоматической зональности в данных условиях (как и вообще) требует, разумеется, достаточного внимания к возможным формам ее проявления. Значение последнего обстоятельства хорошо видно из следующего.

В целой серии статей Д. П. Сердюченко, посвященных описанию состава и строения южноякутских железорудных месторождений, метасоматической зональности не отводится никакой роли в строении скарново-рудных тел, а представление о самом существе этого рода зональности выглядит необычно. Так, в одной из работ [60, с. 7] читаем: «Многочисленные разрезы и профили, составленные по кернам буровых скважин, показывают, что сложное, многократное чередование разных по минеральному составу *пачек*, *пластов* и *слоев* (здесь и далее курсив мой. — *Л. Ш.*) (имеющих очень изменчивую, но часто весьма значительную мощность) отнюдь не укладывается в «метасоматическую колонку», наблюдающуюся обычно на контактах доломитов с гранитными интрузиями. На Алдане между доломитами (кальцифирами) и алюмосиликатными породами (гнейсами) или в них самих клиногумит-людвигитовые, магнетит-форстеритовые, форстерит-диопсидовые, флогопитовые, магнетит-диопсид-флогопитовые, пироксен-амфиболовые, амфиболовые, скаполит-диопсидовые, диопсидовые, плагиоклаз-диопсидовые, плагиоклаз-диопсид-турмалиновые и другие *пачки* часто расположены в такой последовательности

и с такими *соотношениями их мощностей*, которые *должны быть расшифрованы* как осадочно-метаморфическая полосчатость, осложненная местами вдоль их контактов наложением реакционно-метасоматических зон (обычно маломощных)». Отсюда следует заключение авторов о *бесспорности* того, что «...состав (в частности, железоносность и бороносность), последовательность и мощность пород продуктивной толщи отражают в основном разрез древних осадочных отложений, но не являются продуктом метасоматических преобразований соприкасающихся карбонатных и алюмосиликатных пород».

В этом императивном высказывании обращает на себя внимание, в первую очередь, следующее:

1) метасоматическая зональность отыскивается в расположении пачек и пластов различных пород в разрезах;

2) типичные метасоматические породы, перечисленные в цитате, предлагается рассматривать на Алдане иначе, чем в месторождениях гипабиссальной фации, где интерпретация их в качестве метаосадочных полностью исключается [1] и где они участвуют в составе и строении точно таких же метасоматических колонок.

В подтверждение отсутствия в обсуждаемых месторождениях метасоматической зональности указанные исследователи приводят колонки буровых скважин и разрезы, составленные в таких масштабах (от 1 : 2500 и мельче) и условных обозначениях, которые исключают возможность выделения метасоматической зональности. Так, в статье Д. П. Сердюченко и А. В. Глебова [23, с. 118—158] приведены колонки буровых скважин (100, 200, 203, 272, 274) Таежного месторождения. В легенде к этим колонкам под одним знаком объединены породы, входящие в различные зоны метасоматической колонки, а породы, относящиеся к одной какой-либо зоне магматическгго этапа и возникшие на их месте в процессе послемагматического преобразования, обозначены различными знаками. Например, магнетитовые руды в форстеритовых скарнах объединены с рудами в пироксеновых скарнах, но разделены с магнетитовыми рудами в клиногумитовых скарнах, пироксеновые породы объединены с серпентиновыми породами по форстеритовым скарнам и т. д. Аналогично в другой работе [60, с. 11] в условных обозначениях к рис. 1 сгруппированы: «полевошпатовые диопсид-амфибол-флогопит-серпентиновые перекристаллизованные и местами скарнированные (?—*Л. Ш*) породы, иногда с оливином, турмалином, кварцем»... и далее ...«флогопитовые слюдиты, серпентиниты, диопсидовые и диопсид-роговообманковые сланцы, иногда со скаполитом, шпинелью и магнетитом...».

Из сопоставления этих данных с фактическими характеристиками минерального состава пород по зонам метасоматической колонки для магнезиальных скарнов всех регионов, в том числе и Южной Якутии [79; 80], необходимо сделать заключение о непригодности принятой Д. П. Сердюченко группировки пород в условных знаках упомянутых разрезов.

Таким образом, в качестве главных общих особенностей рассматриваемых южно-якутских железорудных месторождений можно выделить следующие.

1. Для рудных полей устанавливается связь с зонами глубинных разломов и интенсивной гранитизации пород вмещающих толщ. Структурно-тектонический контроль оруденения в месторождениях отчетлив. Предшествовавшие скарнообразованию дифференциальные движения подготовили разно-

[1] Хотя бы только одной конформностью границ зон метасоматической колонки со сложной поверхностью активного интрузива, секущего пачки осадочных пород.

родную среду и вместе с явлениями раздавливания и трещиноватости, проявленными в зонах нарушений флексурного типа, определили характер пространственного распределения минеральных типов руд в скарнах по доломитам и возможность формирования оруденения в скарнах по алюмосиликатным породам.

2. Стратиграфический контроль оруденения в собственном смысле отсутствует и по существу отражает явление литологического контроля, в котором определенную роль играют тела доломитов, подвергшихся (или не подвергавшихся) гранитизации и метасоматическим преобразованиям, связанным с нею. Хотя породы кристаллического комплекса, вмещающие месторождения, имеют региональное развитие, рудные тела сугубо локальны. Они неразрывно пространственно связаны с пачками доломитов в участках сильной гранитизации и сопровождаются резко выраженными локальными же регрессивными (в том числе средне- и низкотемпературными) изменениями пород гнейсового комплекса. Вне рассматриваемых железорудных и части флогопитовых месторождений такие изменения в архее Алданского щита отсутствуют.

3. Широко и устойчиво проявленная метасоматическая зональность выражена очень ярко и полностью соответствует зональности, возникающей при формировании магнезиальных скарнов в различных условиях глубинности. Она имеет решающее значение в составе и строении скарновых тел, их морфологии и в пространственном размещении оруденения. При сравнительно большой мощности зоны форстеритовых скарнов размеры рудных тел также значительны. Крупные тела этих скарнов (или развившихся на их месте клиногумитовых скарнов и серпентиновых пород), лишенные оруденения, не встречаются. Наоборот, пироксен-полевошпатовые околоскарновые породы по доломитам не несут рудных концентраций магнетита. Промышленное оруденение послемагматического этапа в фассаитовых экзоскарнах также отсутствует.

4. Особенности минерального состава и структур пород, вмещающих главную часть оруденения, характерны для магнезиальных скарнов и сопровождающих их образований (околоскарновых и др.). Рудные минералы неизменно имеют отношения замещения с вмещающими породами как аподоломитовой, так и апогней овой части руд. Минеральные парагенезисы руд показывают определенную последовательность стадий минерализации в широком диапазоне температур, кислотности — щелочности и других особенностей послемагматических растворов.

5. Образование магнезиальных скарнов (и части руд) происходило в условиях прогрессивного метаморфизма и предшествовало появлению интрузивных аляскитовых гранитов, оруденение же в этих скарнах в основном следовало после внедрения интрузий. Скарнирование и оруденение в мигматитовых гнейсах (и в гнейсо-гранитах), вмещающих магнезиальноскарновые тела и заключенные в них руды, также являются послемагматическими.

6. Оруденение магматического этапа имеет определенную характеристику (по совокупным особенностям вмещающих оруденение скарнов и самого магнетита), однако недостаточно изучены его распространение и относительное количественное значение в общей массе магнетитовых руд региона. Несомненно лишь подчиненное в целом его значение.

7. Состав сопутствующей минерализации (бораты, ортит) и ее взаимоотношения во времени и в пространстве с магнетитовым оруденением указывают на ее метасоматический характер и принадлежность к послемагматическому этапу.

8. Эти и ряд других особенностей обсуждаемых железорудных месторождений региона в главной их части и во многих деталях повторяют характерные черты магнезиальноскарновых месторождений в гипабиссальной фации.

Рассмотрим отдельные месторождения.

Месторождение Таежное

Рудное поле занимает площадь 350 км² и располагается в Леглиерской синклинальной структуре, вмещающей значительное число различной величины железорудных месторождений. Таежное занимает северо-западное окончание структуры. К югу и юго-востоку от него находятся Магнетитовое, Леглиерское. Тинское и другие менее изученные месторождения, а также месторождение Гематитовое, барит-кварц-гематитовый состав руд и протерозойский (?) возраст которого выделяют его среди других месторождений рудного поля.

Таежное месторождение не только наиболее крупное среди скарновых месторождений в докембрии Южной Якутии, но и наиболее представительное по типам руд. Изучено оно сравнительно лучше других.

Схемы геологического строения месторождения опубликованы А. А. Маракушевым [39] и А. И. Пухаревым [53; 54]. Поскольку масштаб исключает возможность показа на них особенностей ряда деталей состава и строения месторождений, на рис. 15 дана несколько разгруженная схема А. И. Пухарева [54], на которой показаны дополнительно номера рудных тел и некоторые разведочные линии и буровые скважины. Особенности строения и состава скарново-рудных тел в значительной мере охарактеризованы [39; 53; 54; 80].

В месторождении выделяются нижний, или подрудный, горизонт основных (пироксеновых и пироксен-роговообманковых) кристаллических сланцев и гнейсов (300—400 м) и продуктивный, или рудный, горизонт доломитовых мраморов с прослоями гнейсов, заключающий скарново-рудные тела (в среднем 300—320 м), а также надрудный горизонт силлиманитовых гнейсов и гнейсо-кварцитов (более 500 м). В продуктивном горизонте различают нижнюю рудоносную (140—240 м), межрудную гнейсовую (30—70 м) и верхнюю рудоносную (40—120 м) пачки. Нижняя сложена в основном доломитами и заместившими их рудоносными магнезиальными скарнами; прослойки и линзы гнейсов здесь встречаются спорадически и не образуют какого-либо горизонта. В составе межрудной пачки преобладают биотитовые гнейсы с прослойками силлиманитовых разностей, в надрудной — гнейсы, преимущественно богатые кварцем биотит-силлиманитовые, кордиерит-биотитовые и кордиерит-биотит-силлиманитовые.

Ортоклазизация, мигматизация и гранитизация всех этих пород усиливаются в местах интенсивных пликативных дислокаций и раздавливания. В породах южного крыла структуры они возрастают в направлении к Леглиерскому месторождению.

Необходимо подчеркнуть, что все гранитные породы Леглиерского рудного поля и месторождения Таежного, в частности, являются типичными гнейсогранитами, и собственно интрузивные образования среди них отсутствуют. Этим объясняется подчеркнутое А. И. Пухаревым [53, с. 72] отсутствие случаев интрудирования гранитами и их жильными производными скарнов и железных руд месторождения.

Породы гнейсового комплекса сильно изменены не только под воздействием процессов близскарнового и околоскарнового преобразования их, но также и скарнового замещения и оруденения, которые обнаруживают тесную связь

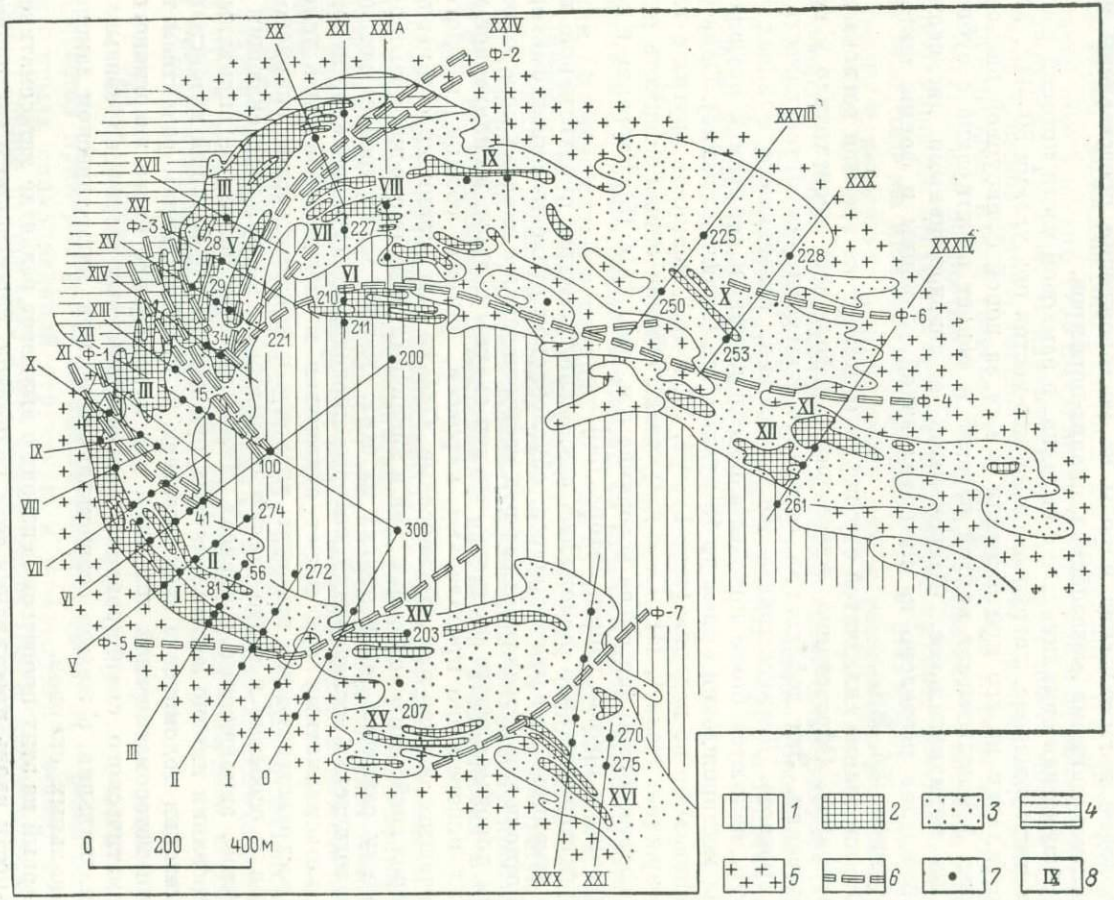


Рис. 15. Схема геологического строения Таежного месторождения [53]

1 — надрудный горизонт (силлиманитовые и биотитовые гнейсы); *2* — магнетитовые руды; *3* — продуктивный горизонт магнезиальные скарны, доломитовые мраморы, амфиболовые и пироксеновые гнейсы, биотитовые гнейсы, околоскарновые породы); *4* — подрудный горизонт (амфибол-пироксеновые кристаллические сланцы); *5* — мигматиты, инъекционные гнейсы и граниты; *6* — флексурные дислокации; *7* — буровые скважины; *8* — рудные тела

во времени и в пространстве с процессами образования магнезиальных скарнов по доломитам и рудообразованием в них.

Одна из специфических особенностей месторождения — широко распространенная турмалинизация пород гнейсового комплекса и продуктов их изменения [54;79; 80]. Турмалинизации подвержены все полевошпатовые породы рудоносных, межрудного и надрудного горизонтов. Турмалинсодержащие породы образуют трубообразные тела, «проходящие» через пачки гнейсов различного состава. Стратиграфической приуроченности турмалина не существует. За пределами боратоносных магнезиальных скарнов по простиранию турмалинизация не прослеживается, а в промежутках между месторождениями отсутствует.

Молодые магматические породы на месторождении представлены многочисленными дайками мезозойских сиенит-порфиров.

Субширотная синклинальная складка, в замковой части которой располагается месторождение, погружается на юго-восток под углами 50—60°. Южное крыло складки на его продолжении к югу за зоной флексурной дислокации (см. рис. 15) испытывает крутой перегиб и меняет простирание с субширотного на меридиональное. Флексурными и дизъюнктивными дислокациями месторождение разделено на пять различной величины и формы тектонических блоков [54, 80].

Формирование складчатой структуры относится ко времени регионального метаморфизма. Образование флексурных деформаций происходило в период гранитизации. Эти деформации отчетливо контролируют интенсивность данного процесса. Дизъюнктивные же нарушения, развившиеся в зонах части флексур, являются более молодыми по отношению к скарнам и оруденению.

На месторождении выделено 18 рудных тел (включая слепые). Одни резко выклиниваются по падению (тела IV, VI, XI и др.), мощность других с глубиной возрастает (тела I, III, IX и др.), чаще, однако, общая мощность рудных тел в разрезе более или менее устойчива (см. рис. 14 и 15). Строение и состав их описаны в другой работе автора [80].

Стратиграфическое положение оруденения внутри продуктивной пачки очень изменчиво, и как говорилось, обусловлено литологическими факторами.

В отношении метасиликатных руд месторождения в скарнах по алюмосиликатным породам следует отметить, что эти скарны и руды, в силикатной части которых попеременно преобладают пироксен, роговая обманка и флогопит, обозначаются обычно как апогнейсовые. Однако они возникали с замещением как пород гнейсового комплекса, так и аподоломитовых околоскарновых пород. Поскольку различие тех и других из этих скарнов часто требует детальных минералогических исследований, которые проводились ограниченно, некоторая часть метасиликатных руд может относиться к апогнейсовой лишь условно.

Пространственно все эти руды тяготеют к краевым частям скарново-рудных тел и особенно к тектонически ослабленным зонам, пересекающим тела доломитов, заключенные в гнейсах. Такие участки более благоприятны для формирования именно метасиликатных руд как в силу большей интенсивности гранитизации доломитов в этих участках (с преобладающим развитием тыловых зон метасоматической колонки), так и вследствие более энергичного послемагматического скарнирования алюмосиликатных пород со связыванием магния, кальция и железа, освобождавшихся при магматическом замещении магнезиальных скарнов.

Первый из этих процессов неизбежно вызывает развитие метасоматической зональности вдоль простирания тела доломитов, пересеченного тектоническим

нарушением под большим углом к простиранию. Кроме того, в зоне нарушения нередко развиваются секущие послемагматические рудные тела в скарнах апоалюмосиликатного типа, которые замещают здесь различные околоскарновые породы и гнейсы. В Таежном месторождении имеется ряд превосходных примеров подобного рода метасоматической зональности и скарново-рудных тел. Так, между разведочными линиями XII—XV в ослабленной зоне флексурных деформаций в лежачем боку рудоносной пачки проявились нарушения северо-западного простирания. Следствием интенсивных процессов гранитизации и метасоматоза явилось образование здесь крупных секущих тел скарново-магнетитовых руд, заместивших межрудные гнейсы и околоскарновые породы по доломитам.

На схеме геологического строения месторождения (см. рис. 15) видно, что рудное тело 5 на юге тупо выклинивается вместе с подстилающей его пачкой межрудных гнейсов. Появившееся вместо него новое мощное секущее тело очень сложной формы расположилось вкрест простирания рудоносной пачки. Межрудная пачка гнейсов и околоскарновые породы по доломитам здесь с поверхности полностью замещены пироксеновыми (±роговая обманка, флогопит) скарнами, несущими оруденение. Второе крупное секущее скарново-рудное тело того же минерального состава, что и отмеченное выше, отходит от главного и пересекает рудную пачку между разведочными линиями XII и X.

Особенности форм и размещения в синклинальной структуре рудных тел, а также их минеральный состав и внутреннее строение хорошо иллюстрируют большую роль совмещенных во времени магматических и тектонических процессов в формировании месторождения.

Месторождение Магнетитовое

Находится в 2,5—3 км южнее Таежного на продолжении южного крыла синклинали. Сложено пятью меридионально вытянутыми обособленными с поверхности линзами, из которых три находятся в верхнем рудоносном горизонте и две — в нижнем. Главная из линз имеет в длину 420 м и наибольшую мощность на выходе 45 м. Распространение оруденения в глубину прослежено до 200 м и не установлено существенных изменений в мощностях крупных линз и их частей.

Элементы метасоматической зональности на месторождении, а также минеральный состав скарнов и руд не отличаются от таковых Таежного месторождения, однако в составе руд преобладают метасиликатные разности, ортосиликатные же вполне подчинены (среди последних имеется часть боратсодержащих разностей).

Все рудные тела залегают в скарновых массах, которые отделяют их от слабо скарнированной части мигматитовых гнейсов. Реликты последних в скарнах и рудах распространены. Иногда скарнированием охвачены и аляскитовые гнейсо-граниты (скв. 113).

Месторождение Леглиерское

Располагается примерно в 1,5 км южнее Магнетитового на отрезке поворота южного крыла синклинальной структуры к юго-востоку. Состоит из двух участков. Главное рудное тело имеет длину свыше 1000 м при мощности 25—35 м. До глубины 300 м мощность тела существенно не меняется.

Вмещающие породы — аляскитовые мигматиты и гнейсо-граниты. Соответственно степени гранитизации, аподоломитовые магнезиальные скарны представлены здесь пироксеновыми разностями (с флогопитом и амфиболами). В виде оторочки резко меняющейся мощности они отделяют скарново-рудные тела от вмещающих гнейсов. Последние в приконтактовых участках также неравномерно преобразованы в пироксеновые (с роговой обманкой и железистым флогопитом) послемагматические скарны, несущие магнетитовое оруденение. Скарново-рудное замещение гнейсо-гранитов здесь очень наглядно, и обилие реликтов мигматитовых шнуров в возникающих при этом скарнах и рудах позволяет уже в поле четко отличать эту часть скарнов и руды от близких по минеральному составу аподоломитовых образований.

Метасоматическая зональность в строении месторождения отмечена и М. И. Каденской и Е. П. Леоновой [23, с. 163] и описывается так: ближе к рудным телам располагаются бесполевошпатовые сланцы (диопсид-флогопитовые, флогопит-диопсид-амфиболовые, диопсидовые, флогопитовые); дальше от руды ...диопсид-плагиоклазовые сланцы; еще дальше... амфиболовые, биотитовые гнейсы. То есть в скарново-рудных телах сменяются зоны *б*, *а* и *а′* — γ магнезиальноскарновой колонки.

Месторождение Тинское

Находится в 4,5 км юго-восточнее Леглиерского. На основном участке рудные тела располагаются в субширотной полосе протяжением 1300 м и шириной от 220 до 400 м. Главные восемь рудных тел месторождения заключены в нижней рудоносной пачке. Это пластообразные тела или тонкие линзы, переслоенные пироксен-флогопитовыми скарнами, местами слабо оруденелыми, и скарнированными гнейсами. Размеры отдельных тел составляют до 500 м в длину при мощности от 3—5 до 30 м.

Явления гранитизации гнейсов, вмещающих скарново-рудные тела, выражены интенсивно. Реликты кальцифиров среди магнезиальных скарнов в месторождении не часты, но неизменно участвуют в метасоматической зональности. Даже на геологической схеме мелкого масштаба [48] отчетлива смена пород: кальцифир | магнезиальные скарны (в целом) | околоскарновые породы и скарны по гнейсам.

В рудах одного из тел имеется значительная халькопиритовая минерализация, содержание меди составляет 0,2—0,4%.

Месторождение Дёс

В 60 км юго-западнее Леглиерского рудного поля расположен Дёс-Хатыминский рудный район площадью в 800 км², представляющий собой субширотную синклинорную структуру, которая на востоке сопрягается с Хатыминской синклиналью меридионального направления. В северном крыле структуры располагается месторождение Дёс, а в южном — Ниричи и Сивагли.

Д. А. Михайлов и Л. В. Климов [12, с. 284] подчеркивают, что характерной особенностью данной складки является линзовидная форма тел, сложенных рудоносными породами и мраморами, и отсутствие приуроченности их к какой-либо определенной части стратиграфического разреза. Вследствие этого разрезы толщи вкрест простирания в различных частях складки, несмотря на их общее сходство, неодинаковы.

Месторождение Дёс представлено узкой полосой скарново-рудных тел общей протяженностью свыше 10 км, залегающих в леглиерском продуктивном горизонте федоровской свиты. Породы гнейсового комплекса здесь значительно гранитизированы. Имеются основания предполагать наличие среди слабо изученных гранитоидных пород рудного поля представителей протерозойских гранитов, которые известны в 10 км южнее.

В разрезе федоровской свиты здесь участвуют два продуктивных горизонта, из которых основной леглиерский заключает большинство скарново-рудных тел. Мощность его колеблется в широких пределах, местами достигает 220 м. Отделяясь от него биотит-роговообманковыми гнейсами атырского горизонта, выше располагается ниричинский продуктивный горизонт (50 м). Для него характерны крупные тела роговообманковых и роговообманково-пироксеновых скарнов с мелкими линзами вкрапленных магнетитовых руд. Хотя пачки рудовмещающих пород (в том числе и скарнов) в месторождениях Дёса более или менее выдержаны, рудные концентрации плохо сохраняются по простиранию и падению.

Главнейшие особенности в строении и составе скарново-рудных тел повторяются от одного из этих тел к другому. Почти все они плосколинзовидны, хотя и весьма различны по размерам (от десятков метров до 1,5—2 км в длину); средние мощности этих тел не превышают 10 м; характерны резкие пережимы, раздувы и выклинивания по простиранию и падению. На схемах геологического строения месторождения контуры многих скарново-рудных тел искажены (как и для других месторождений региона). Это обусловлено тем, что часто в одном каком-либо рудном теле объединялось оруденение, заключенное как в аподоломитовых, так и в апогнейсовых скарнах.

Общая для региона закономерность в размещении различных типов скарновых руд сохраняется и в месторождениях Дёса. Она проявляется здесь в следующем: в центральной и западной частях поля, где в верхах продуктивного горизонта значительны кальцифиры и доломитовые мраморы, преимущественно развиты апофорстеритовые серпентин-магнетитовые руды, другие же типы руд подчинены. При отсутствии кальцифиров в разрезе (как на восточном фланге) в силикатной части руд преобладает пироксен с переменными количествами роговой обманки и флогопита. Развитие магнетита с замещением пироксена в этих рудах всегда отчетливо и характерно для рудного поля в целом (рис. 16).

В отдельных участках контакта доломитовых мраморов с гнейсами магнезиальные скарны и явления гранитизации в гнейсах отсутствуют. Метасоматическая зональность в скарнах по гнейсам не имеет места, хотя в них встречаются линзы флогопит-пироксеновых скарнов по доломитам. В остальных случаях смена пород в разрезах скарново-рудных тел обычна: мигматитовый гнейс | мигматитовый гнейс околоскарново измененный | мономинеральный роговообманковый скарн | пироксеновый с флогопитом (реже со шпинелью) скарн | серпентин (форстерит)-магнетитовая руда. Встречаются компактные тела апогнейсовых роговообманково-пироксеновых скарнов, не несущие оруденения, но чаще как эти тела, так и сеть скарновых жил в мигматитовых гнейсах заключают магнетитовую минерализацию. Околоскарновое преобразование гнейсов на месторождении интенсивно и отличается широким развитием скаполита.

Особого внимания заслуживает акцентируемый некоторыми исследователями вопрос о возрастном положении оруденения по отношению к гранитизации на данном рудном поле. Широко развитые здесь мигматиты в ряде мест



Рис. 16. Структура магнетит-пироксеновых руд. Магнетит развивается с замещением пироксена и плагиоклаза. Месторождение Дёс [12, фиг. 129]. Увел. 30

переходят в гнейсо-граниты, тела которых залегают в мигматитах согласно. Наряду с этим имеются единичные жильные тела гранитов и гранит-пегматитов, секущие не только породы гнейсового комплекса, но и заключенные в последних скарново-рудные образования. Характеристики минерального состава, структур, условий залегания, контактовых явлений и прочих особенностей жильных гранитоидов (и относимых к ним других пород) отсутствуют, как отсутствуют и данные о наличии тех или иных изменений в минеральном составе и структурах руд в приконтактовых частях скарново-рудных тел. Относящиеся сюда сведения ограничены следующими (дословно):

1) в зоне мигматитов встречена магнетит-микроклиновая порода, которая якобы «...явно образована в результате вплавления железорудно о материала магнетитовых пачек...» [23, с. 450];

2) в канаве 61а «...наблюдалось, как метасоматические диопсид-магнетитовые породы секутся жилой аляскита мощностью в 3 м» [12, с. 302 и рис. 126].

В первой из приведенных цитат вывод исследователя не сопровождается фактическими характеристиками породы и условий ее залегания, и биминеральная порода, о которой идет речь, скорее всего соответствует метасоматическим, а не интрузивным образованиям.

Во втором случае ни текст, ни зарисовка не дают возможности понять, с чем имели дело исследователи. Принадлежность жильной породы к аляскитовому (а не к другому) граниту ничем не доказывается. Минеральный состав, структура породы, их изменения в контактах с метасоматической породой, принадлежность последней к апогнейсовым или аподоломитовым образованиям не характеризуются. Абсолютный возраст интрузивной породы не известен. Между тем принадлежность этой жилы к протерозойским образованиям весьма вероятна. За это говорят: а) крайняя редкость подобных жил, они отсутствуют даже в месторождениях региона со значительно более интенсивной гранитизацией; б) на месторождении Дёс имеются разрывные нарушения, протерозойский возраст которых доказан, и ориентировка этих нарушений аналогична с таковой обсуждаемой жилы и не свойственна архейской тектонике в целом; в) наличие на участке интенсивных и широко проявленных среднетемпера-

турных изменений скарновых и гнейсовых пород с появлением новых минеральных ассоциаций, типичных для протерозойского магматизма в регионе.

Таким образом, нельзя считать доказанными ни наличие на Дёсе пересечений скарново-рудных тел архейскими гранитами, ни догранитный возраст хотя бы части оруденения. Последнее обстоятельство подчеркивается, конечно, и самим фактом существования оруденения магматического этапа.

Для данного рудного поля характерно: 1) очень широкое распространение скаполитового замещения полевых шпатов в околоскарновых породах и гнейсах в контактах с рудными телами, а также и в реликтах этих пород среди рудных масс; 2) сильные среднетемпературные постмагматические изменения всего комплекса пород, участвующих в строении месторождений, с широким развитием несвойственных архейскому магматизму абиссофобных минералов (пренита, пумпеллиита), антофиллита и др.; 3) частая переслаиваемость аподоломитовых скарнов со скарнами по гнейсам.

Месторождение Ничи

Месторождение слабо изучено, однако представляет значительный интерес из-за широкого развития в нем салитовых скарнов и возрастного положения оруденения, заключенного в этих скарнах.

Месторождение располагается в леглиерском продуктивном горизонте. Салитовые скарны образуют зону, залегающую между пачкой гнейсо-гранитов с севера и несколько менее гранитизированных кристаллических сланцев (в том числе амфиболитов) с юга. То в осевой части, то в висячем или лежачем боках скарновой зоны появляются реликты измененных пород, по простиранию сменяющиеся рудоносными скарнами. Отдельные метасоматические гнезда последних неправильной формы встречаются среди карбонатных пород. Общая длина скарново-рудной зоны достигает 2600 м при наибольшей мощности до 150 м.

Преобладающая, по-видимому, часть скарнов в месторождении представлена темными салитовыми массами, хотя местами в них встречаются линзы типичных магнезиальных скарнов (форстеритового и фассаитового составов). Пироксен скарнов, о которых идет речь, представлен салитом [79]. Алюмосиликатные метаморфические породы и обильные жилы пегматитов в контактах их со скарнами преобразованы в пироксен-скаполитовые околоскарновые породы. Фронт скаполитизации при этом нередко срезает под углом полосчатость гнейсов.

К числу особенностей салитовых скарнов относятся следующие. Шпинель и флогопит в их составе не встречены. В большом числе изученных образцов пироксеновая масса заключает кислые плагиоклазы или микроклин (реже вместе), развивающиеся совершенно аналогично с полевыми шпатами околоскарновых пород магматической стадии по доломитам. Широко распространены жилки полевых шпатов и резко выражены явления коррозии и замещения салита полевыми шпатами из интерстиций пироксеновых зерен. Нарастание гранитизации влечет уже появление жилок кварц-микроклинового (±кислый плагиоклаз) состава без каких-либо метасоматических зон на их контактах со скарнами. Явления послемагматической скаполитизации плагиоклазов сопровождаются изменением характера пироксена — приобретением некоторых особенностей, присущих ферриавгитам. В большом числе случаев полевые шпаты и пироксен уступают место замещающей их сине-зеленой роговой обманке. Характерна интенсивная эпидотизация всех этих минералов. Резкое

преобладание пироксена в массе скарна и характер его взаимоотношений с полевыми шпатами в данном случае определенно указывают на апокарбонатное происхождение обсуждаемых скарнов.

Магнетитовое оруденение в салитовых скарнах очень неравномерно. Рудные обособления имеют преимущественно гнездообразные и жильные формы, хотя встречаются и короткие линзы. Замещение пироксеновой массы магнетитом, как обычно, вполне отчетливо. Вместе с тем в ряде мест (канавы 79, 35, 12 и др.) хорошо видно проникание кварц-полевошпатового (гранитного?) материала в виде жилок в скарновую массу с расчленением и обтеканием магнетитовых выделений. Какая часть промышленных руд представлена именно такой разностью магнетита и принадлежат ли инъекции к материнским или к более поздним гранитам — указать невозможно вследствие недостаточной изученности месторождения.

Вместе с тем, если указанные выделения кварц-полевошпатового материала еще могут вызывать сомнения в их принадлежности к магматическим гранитным инъекциям [1], то интрузивный характер контакта гранита с рудоносным скарном в южном конце канавы 12 уже вполне нагляден. В области этого контакта в граните обильны ксенолиты салитового скарна, а состав гранита соответствует субщелочным разностям с ведущими пироксеном и микроклином. Местами характерна гранофировая структура основной массы породы и «прокладки» полевых шпатов между зернами магнетита и пироксена. Наряду с ксенолитами скарна в граните видны и мелкие инъекции последнего в скарновую массу внешней части контакта.

Характерный для салитовых скарнов месторождения андрадит распределяется так же неравномерно, как и магнетит. При этом в местах интенсивного развития этого граната магнетит исчезает. Пироксен в ассоциациях с андрадитом представлен уже ферриавгитом. Замещение гранатом пироксена и магнетита, как правило, отчетливо, и принадлежность андрадита к послемагматическим минералам сомнений не вызывает. Это подтверждается также ясной пространственной связью между развитием граната и явлениями скаполитизации исходных салитовых скарнов, содержавших те или иные количества полевых шпатов. Существенно в том же смысле отсутствие андрадита в ксенолитах салитовых скарнов в гранитах участка. Какой-либо ясной общей закономерности в пространственном распределении концентраций андрадита в телах салитовых скарнов не намечается.

Распространенность шпинель-фассаитовых и роговообманково-пироксеновых скарнов (по мигматитовым гнейсам) в различных частях месторождения не изучена.

Особенности состава салитовых скарнов месторождения Ничри, положение в них магнетита, а также взаимоотношения их с гранитами привели нас к представлению о формировании этих скарнов в процессе гранитизации известковистых доломитов. Наряду с этим описанные выше взаимоотношения салитовых скарнов и рудной минерализации с гранитами указывают на формирование оруденения в этих скарнах уже в магматическом этапе (в процессе гранитизации). Однако до тех пор, пока не доказан архейский возраст упомянутых гранитов (заключающих ксенолиты руды), принадлежность обсуждаемого оруденения к магматическому этапу можно принимать лишь с некоторой долей условности. В этой связи отметим, что для месторождения

---

[1] Главным образом в силу эпидотизации и амфиболизации большей части материала в этих выделениях.

Ниричи характерно интенсивное развитие среди гистерогенных продуктов изменения полевошпатовых пород таких необычных для архейских гидротермальных процессов в регионе минералов, как мусковит и пренит.

Месторождение Сивагли

Рудное поле Сивагли объединяет три разведанных месторождения и несколько магнитных аномалий. Оно располагается в зоне глубинного разлома и сочленения двух различно направленных складчатых структур. Сложные структурно-тектонические условия и закрытость значительной части площади отложениями кембрия обусловили недостаточную геологическую изученность рудного поля и тем самым различие взглядов на стратиграфическое и структурное положение отдельных месторождений. Некоторые сведения по строению данного рудного поля приведены В. А. Перваго [48] и Д. П. Сердюченко и В. А. Павловым [23].

Наиболее своеобразно в данном рудном поле Пионерское месторождение. Месторождения Комсомольское и Сивагли обладают большинством черт, присущих ранее рассмотренным месторождениям региона, хотя имеют и некоторые особенности, общие с Пионерским месторождением.

Наиболее полно изучено месторождение Сивагли. В разрезе месторождения представлены породы леглиерского продуктивного горизонта. В нижней части его находится пачка доломитовых мраморов, мощность которых вместе с кальцифирами и магнезиальными скарнами превышает 200 м. Эта пачка перекрывается сильно гранитизированными гнейсами и кристаллическими сланцами, в значительной мере также скарнированными. И те и другие скарны рудоносны, образуя в основном пространственно разобщенные тела. В составе месторождения выделяются четыре рудных тела, из которых два главных (центральных) разделены кальцифирами и сложены различными типами руд, а большее из двух остальных (юго-западное) обладает особенностями, сближающими его руды с рудами Пионерского месторождения.

Нацело почти мартитизированные в докембрийской коре выветривания руды центрально-западного тела относятся к ортосиликатным, что устанавливается по реликтам первичных силикатов среди продуктов их выветривания в составе руд. Это рудное тело имеет вид неправильной линзы размерами с поверхности 300 × 180 м², которая, погружаясь на север, редькообразно выклинивается на глубине 200 м. От вмещающих доломитов и мигматитовых гнейсов тело отделяется зоной измененных скарнов (серпентиновые и хлоритовые массы), мощность которой сильно колеблется.

Центрально-восточное тело представлено серией рудных линз, в верхних частях также мартитизированных. Они сформировались в скарнах по мигматитовым гнейсам и аляскитовым гнейсо-гранитам в приконтактовой зоне этих пород с бывшими доломитовыми мраморами, в висячем боку магнезиальных скарнов. Висячий бок этих рудных линз, как и лежачий бок центрально-западного рудного тела (в его западной части), сложен мигматитами и гнейсо-гранитами с обильными реликтами исходных гнейсов. В гнейсо-гранитах отмечаются различные по размерам и форме пегматитовые образования, рассекающие местами полосчатость мигматитов.

Значительная яркость процессов гранитизации гнейсовых пород и большой фактический материал горных выработок и буровых скважин позволяет здесь лучше, чем в любом другом месторождении региона, проследить

положение во времени и в пространстве скарно- и рудообразования по отношению к явлениям гранитизации.

Тело, сложенное ортосиликатными рудами, не выделяется своими особенностями среди десятков подобных в других месторождениях региона. Важно лишь подчеркнуть, что, несмотря на очень большой объем изученного керна, наличие кварц-полевошпатового материала (в том или ином виде) в рудах этого тела не отмечено ни в одном случае.

Совершенно иная картина в апогнейсовой части руд месторождения. Как мигматиты, так и гнейсо-граниты подверглись скарново-рудному замещению весьма неравномерно, и все степени этого замещения хорошо прослеживаются и в штуфах, и в шлифах [79]. В начальной стадии замещения гранитоидная порода с сохранившейся еще полосчатостью или полностью уже ее лишенная рассекается одиночными рудными жилками или их сетью. В дальнейшем возрастание количества скарнового и рудного материала приводит к сокращению размеров изолированных участков гранитоидов и появлению в керне крупных интервалов массивных магнетитовых руд с небольшим лишь количеством роговой обманки или железистого флогопита, уже без реликтов кварца, полевых шпатов и скарнового пироксена.

Скарновые массы, первоначально сложенные салит-авгитом, переходным к ферриавгитам (в образце 1284 измерены: $n_g = 1{,}722$, $n_p = 1{,}696$, $c : Ng = 48°$, $+2V = 56°$ и абсорбция по схеме $n_p \geqslant n_m > n_g$), в значительной части, а иногда уже нацело замещены сине-зеленой роговой обманкой (реже флогопитом).

В скарновых жилках магнетит то занимает центральные их части, то почти вытесняет скарновые силикаты. Он то среднезернист, то гигантокристалличен. Что касается гранитоидной массы, то она представлена различно. В полосчатых разностях пород она соответствует мигматитам (кварц, полевые шпаты, роговая обманка и скарновый пироксен). В разностях массивного сложения — это аляскитовый гнейсо-гранит с преобладанием калиевого полевого шпата и кварца. Кроме того, встречаются грубокристаллические (с кристаллами калиевого полевого шпата в 3—5 см) пегматоидные образования. Помимо скарновых жилок, магнетит в мигматитах и гнейсо-гранитах появляется и в интерстициях, и по трещинкам зерен полевых шпатов. Нередко остатки крупных зерен калиевого полевого шпата уже полностью окружены магнетитом. В шлифах эти явления замещения резко выражены. Лишь в редких случаях в интервалах керна с характерно выраженным скарново-рудным замещением гнейсо-гранита наблюдаются пересечения тех и других образований жилками аляскит-пегматитового состава. В тех же интервалах керна наблюдается и развитие магнетита в интерстициях и по трещинкам зерен калиевого полевого шпата пегматитов.

Принадлежность рассматриваемых пегматитовых жил к метасоматическим образованиям, а не к инъекциям магматического материала вытекает не только из минерального состава и структурно-текстурных особенностей (широко распространено и хорошо выражено метасоматическое замещение калиевого полевого шпата кварцем с образованием значительных мономинеральных масс последнего). Это подтверждает и следующий факт: несомненно уже послемагматические скарново-рудные жилы в гнейсо-гранитах пересекаются такого рода «гранитными инъекциями», как обозначают эти пегматитовые внедрения некоторые исследователи месторождения.

Приведенные данные достаточно, на наш взгляд, убедительно свидетельствуют о развитии рассматриваемого скарново-рудного замещения уже в по-

слемагматическом этапе. Изучение керна 22 буровых скважин, пересекающих рудное тело в различных профилях и на различных глубинах, не показало иных взаимоотношений гранитного материала со скарново-рудными массами. К этому можно добавить распространенность на месторождении несомненно послемагматических явлений ферриавгит-андрадитового и скаполитового замещения околоскарновых пород по мигматитам (и самих последних) в местах воздействия рудоносных растворов. С этими процессами здесь связано и появление интенсивной местами (в целом же незначительной) ортитовой минерализации. Ортит спорадически образует скопления, развивающиеся с замещением скарновых минералов и скаполита или полевых шпатов.

В юго-западном рудном теле месторождения преобладает оруденение в скарнах по околоскарново-измененным кристаллическим сланцам и гнейсам, в том числе по мигматитовым их разностям. Значительно распространено здесь, в частности, оруденение в пироксен-скаполитовых околоскарновых породах, минеральный состав которых и структурные особенности аналогичны таковым в Пионерском месторождении. Это рудное тело также не дает оснований утверждать догранитный возраст оруденения Сивагли.

В заключение рассмотрения данного вопроса по месторождению уместно обратить внимание на сходство как общей картины, так и многих деталей скарново-рудного замещения мигматитовых гнейсов и гнейсо-гранитов месторождения с такими же явлениями в Таежном (см. рис. 1) и в других месторождениях района.

К сожалению, опубликованные ранее по месторождению Сивагли материалы [48; 23, с. 179—213] без каких-либо фактических данных серьезно искажают обрисованный выше действительный характер взаимоотношений гранитов и скарновых руд.

Исследования магнетита из руд в апогнейсовых скарнах показали, что он не содержит вростков ильменита и обычно свободен от микровростков шпинели. Содержание титана в нем (по данным химических анализов обр. 1284, 2268 и 2359) составило [1], соответственно, 0,58, 0,12 и 0,06% TiO_2. В первых двух образцах оно соразмерно с таковым в магнетите из аналогичных руд других месторождений региона; в отношении третьего образца не исключено, что массивная руда с примесью флогопита, которую он представляет (скв. 75с), относится к участку аподоломитовых метасоматитов среди апогнейсовых образований.

Полные химические анализы руд Сивагли вследствие интенсивной мартитизации и изменений силикатной части главной массы этих руд не могут служить основой (или подтверждением) для разделения этих руд на орто- и метасиликатные. Для руд месторождения характерно повышенное содержание в них меди (в отдельных блоках 1,63—1,73%).

Месторождение Пионерское

Пионерское месторождение многими своими особенностями отличается от типичных магнезиальноскарновых месторождений вообще и от распространенных в регионе, в частности.

Месторождение располагается в хатыминском продуктивном горизонте, в зоне предполагаемого докембрийского нарушения, проходящего здесь меридионально вдоль контакта кристаллических сланцев с гнейсо-гранитами.

[1] Аналитик Л. П. Некрасова, ИГЕМ АН СССР.

Главная часть месторождения покрыта карбонатными породами кембрия мощностью около, 50 м, и основные данные о рудном теле получены по кернам буровых скважин.

В поперечном разрезе месторождения выделяются две пачки: нижняя (рудная) и верхняя (надрудная). Первая сложена пироксеновыми и биотит-роговообманковыми гнейсами, амфиболитами и другими основными кристаллическими сланцами, в различной мере гранитизированными и неравномерно замещенными скаполитами. Часть пород пачки полностью преобразована в пироксен-скаполитовые околоскарновые породы, которые непосредственно вмещают оруденение. В контуре промышленных руд главное рудное тело предстает в виде сложной линзы, расщепляющейся к северу и югу и круто падающей на восток (рис. 17). Эта линза имеет длину около 800 м и наибольшую мощность 140 м.

Установлено, что интенсивность оруденения снижается параллельно со снижением интенсивности скаполитизации кристаллических сланцев лежачего бока. С удалением от рудного тела количество и размеры прослоев неизмененных гнейсов и кристаллических сланцев среди скаполитизированных пород увеличиваются. На юге одновременно отмечается усиление гранитизации исходных пород.

По простиранию к северу мощность скаполитизированных пород в целом уменьшается, и большая роль пироксеновых амфиболитов в составе исходных пород выступает совершенно отчетливо. Эти амфиболиты мигматизированы и заключают согласные тела биотит-роговообманковых гнейсо-гранитов; установлены взаимные переходы. Местами скаполитизированные разности пород в различной степени замещены ферриавгит-андрадитовыми скарнами.

В висячем боку месторождения имеется пачка доломитовых мраморов, подвергшихся различным изменениям, за которой выше располагаются мигматитовые гнейсы и гнейсо-граниты. Пачка мраморов в зоне меридионального нарушения оказалась раздавленной и частично выжатой. Она преобразована в своеобразные мраморы-брекчии, в обломочной части которых обильны скаполит-пироксеновые околоскарновые породы, мигматитовые гнейсы, встречаются пироксеновые скарны и андрадит; обломки же магнетитовых руд отсутствуют. Карбонатная масса цемента — крупнокристаллический кальцит. Данные брекчии имеют наибольшую мощность в северной части главного тела (профили скв. 37—19—32 и 39—51—43).

Метасоматическая зональность в контактах мраморов с пироксен-скаполитовыми и с другими алюмосиликатными породами, обломки которых находятся в брекчированном материале, отсутствует, эти контакты тектонические. Характер некоторых из них и общий вид мраморов-брекчий видны на рис. 18—21.

Следует подчеркнуть также следующее. Рудные обломки в мраморах-брекчиях отсутствуют даже вблизи непосредственных контактов этих мраморов с бедными рудами [1] (скв. 37, 66,0 и 119,6 м; скв. 43 267,7 м и др.). Часть обломков пироксен-скаполитовых пород в кальцитовой массе мрамора несет ясные следы растворения и перекристаллизации с краев с укрупнением размеров зерен пироксена и скаполита. По стыкам зерен этих минералов с кальцитом местами развиваются микрокаемки роговой обманки. В отдельных интервалах керна мраморов обломки пироксен-скаполитовых пород, сохранившие цельность, отсутствуют и преобладают дезагрегированные зерна пироксена

[1] Контакты богатых руд с мраморами-брекчиями автором в месторождении не наблюдались.

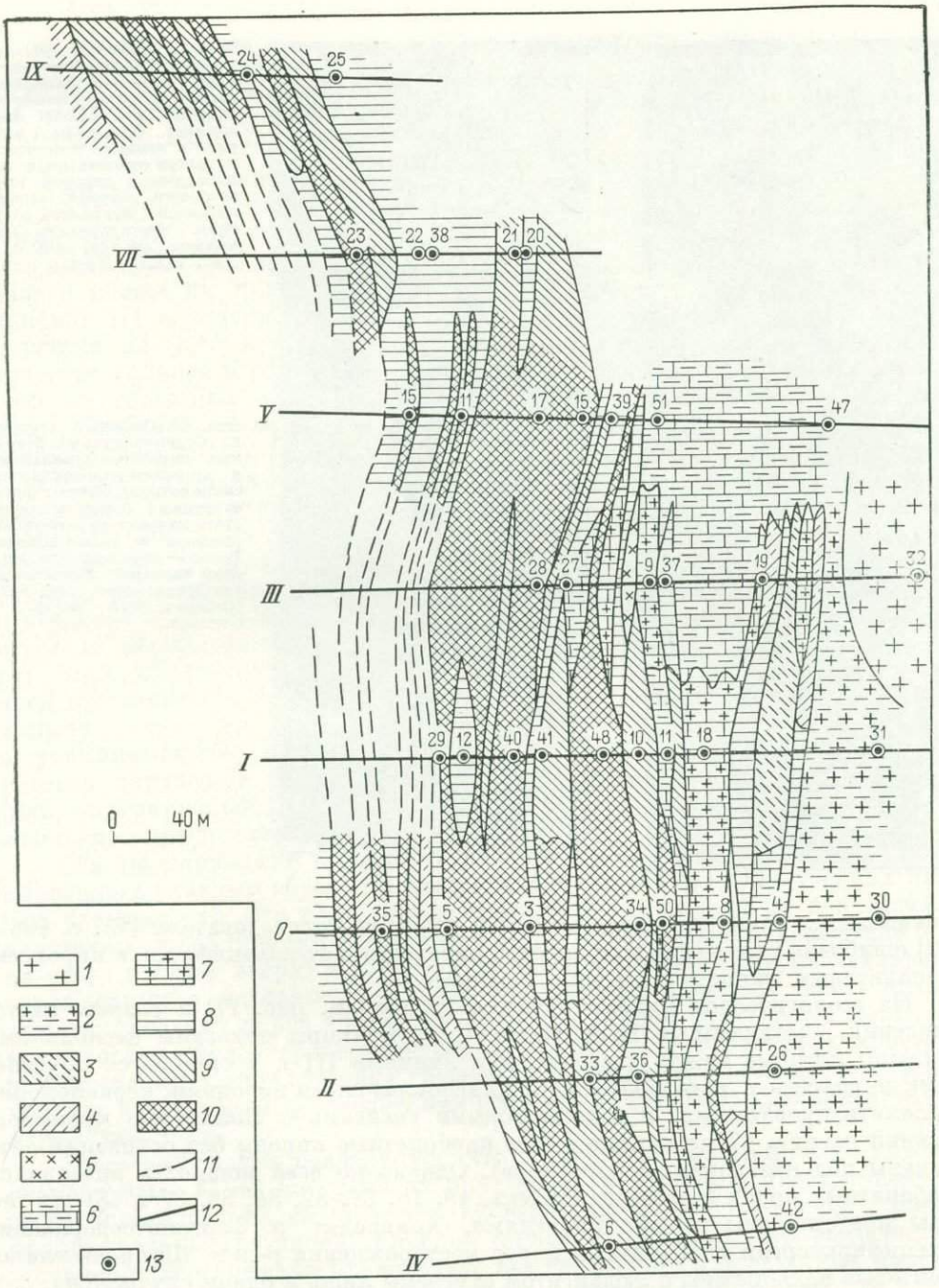


Рис. 17. Геологический план горизонта 1000 м Пионерского месторождения [23].

1 — граниты и пегматиты; *2* — мигматиты и гранито-гнейсы; *3* — кварц-плагиоклаз-диопсид-амфиболовые гнейсы со скаполитом; *4* — диопсид-амфиболовые породы со скаполитом; *5* — мономинеральные диопсидовые породы; *6* — кальцифиры; *7* — гранат-диопсид-эпидотовые скарны; *8* — скаполит-диопсид-амфиболовые породы иногда с кварцем, плагиоклазом и магнетитом; *9* — непромышленные вкрапленные магнетитовые руды; *10* — магнетитовые руды; *11* — линии вероятного простирания пород; *12* — линии геологических разрезов; *13* — буровые скважины



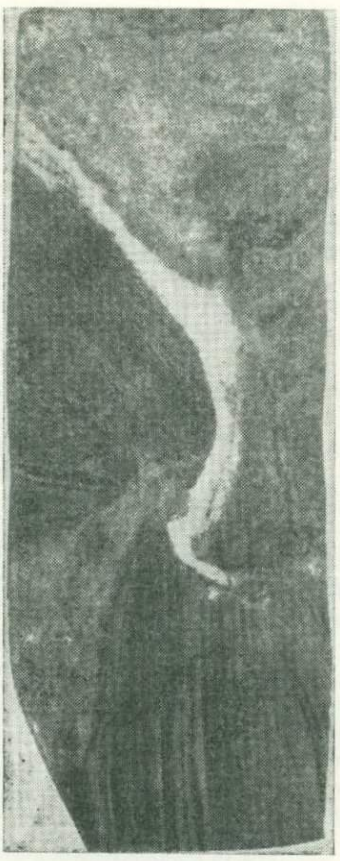


Рис. 18. Характер контактов мраморов-брекчий с безрудными пироксен-скаполитовыми околоскарновыми породами (в верхней части снимка). Обломочный материал в мраморе представлен пироксен-скаполитовой околоскарновой породой, пироксеновым скарном, зернами пироксена, скаполита и граната. Месторождение Пионерское, скв. 19, обр. 6275. Нат. вел.

Рис. 19. Сложный тектонит из будинированных безрудных пироксен-ортоклазовых и пироксен-плагиоклазовых скаполитизированных околоскарновых пород и зернистого кальцит-пироксенового агрегата в роли цемента. Белое — крупнокристаллический кальцит. Месторождение Пионерское, обр. 5840. Полированный штуф. $^1/_2$ нат. вел.

и скаполита. Такие разности мраморов некоторые исследователи [23, с. 198—202] ошибочно описывали как породы, переходные от кальцифиров к пироксен-скаполитовым «кристаллическим сланцам».

На геологическом плане горизонта 1000 м (см. рис. 17) и разрезе месторождения, составленных В. А. Павловым [1], мраморы показаны несколькими линзами, которые между разведочными линиями III и V сменяются оруденелыми пироксен- и роговообманково-плагиоклазовыми породами, неравномерно скаполитизированными, и мигматитовыми гнейсами [2]. Положение мраморов-брекчий на рис. 17 не показано (все карбонатные породы без основания объединены под названием кальцифиров). Однако по всей мощности интервалов карбонатных пород (пересеченных скв. 19, 18, 31, 32, 34, 36, 37 и 43) эти породы представлены именно брекчиями. Хондродит и флогопитсодержащие кальцифиры среди карбонатных пород месторождения редки. Шпинель-клиногумитовые кальцифиры с людвигитом отмечены лишь в одном случае (скв. 30).

[1] Они незначительно отличаются от основного варианта карты и разрезов, составленных В. Ф. Козловым.

[2] На карте В. А. Павлова [23, с. 197] вместо этих метаморфических пород, хорошо представленных в кернах буровых скв. 18, 31 и 8 и правильно откартированных В. Ф. Козловым, ошибочно показаны пироксен-гранатовые скарны.



Рис. 20. Контакт дорудного полосчатого милонита и пострудной брекчии с карбонатным цементом. Месторождение Пионерское, обр. 3564. Полированный штуф. Нат. вел.

Отчетливо тектоническая природа мраморов-брекчий, а также резкий (не соответствующий фациальному) характер смены их к югу от профиля III породами, возникшими на месте кристаллических сланцев и гнейсов, требуют серьезных уточнений в опубликованных в печати представлениях о геологическом строении месторождения. Такие уточнения возможны лишь на основе специальных исследований, однако, предположительно, отмеченные выше особенности строения месторождения могут быть объяснены наличием субширотного тектонического нарушения между разведочными линиями I и V, сопрягающегося с упоминавшимся выше меридиональным нарушением. Возраст субширотного нарушения, возможно, в основном послескарновый, но дорудный (или внутрирудный), тогда как заложение меридионального нарушения, возможно, предшествовало скарнообразованию [1].

Оба эти нарушения в пределах рудного тела Пионерского месторождения выразились главным образом в раздавливании пород без существенных линейных перемещений. Это позволяет предполагать развитие их из первоначально пластических деформаций флексурного типа. Пластическое перемещение (с юга на север и снизу вверх) в зоне нарушения с одновременным раздавливанием заключенных в исходных мраморах маломощных прослоев более крупных алюмосиликатных пород в этом случае нашло бы свое объяснение. Более мощные прослои околоскарновоизмененных, в том числе оруденелых кристаллических сланцев и мигматитовых гнейсов в обсуждаемых мраморах, хотя и несут местами ясные следы раздавливания (см. ниже), однако сохранились как геологические тела.

Здесь необходимо подчеркнуть, что в характере раздавливания пироксен-скаполитовых пород во время их оруденения и в период, предшествовавший этому (совпадающий со временем образования мраморов-брекчий), имеются принципиальные различия. Главное заключается в том, что раздавливание в период рудоотложения происходило без сколько-нибудь заметных линейных смещений и перемешивания фрагментов раздавленной породы. В отличие

[1] Если оно входит в группу оперяющих с юга крупное нарушение древнего заложения, проходящее вдоль южного крыла Дёс-Хатыминской синклинорной структуры, севернее Сиваглинского рудного поля.

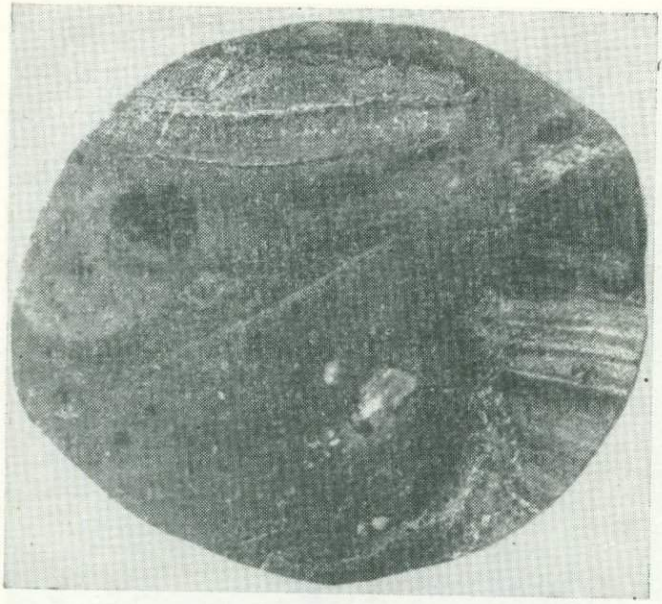


Рис. 21. Послерудная брекчия с карбонатным цементом. Месторождение Пионерское, обр. 3565. Полированный штуф. Нат. вел.

от этого раздавливание, предшествовавшее оруденению, сопровождалось значительными перемещениями и смешиванием материала [29].

Существенно, что эти явления имели место не только в относительно пластических карбонатных массах. В амфиболитах, гнейсах и околоскарновых породах вдоль нарушений возникали типичные какериты и милониты. Образец такого рода образований представлен на рис. 20. На снимке резко выделяются: темная масса полосчатая (за счет различий в тонкости материала и оттенков окраски) и более крупнообломочная серая. В той и другой магнетит отсутствует. Темная масса — типичный милонит, сложенный беспорядочной смесью преимущественно тонких (до весьма тонких) частиц истертых зерен плагиоклаза, кварца, пироксена, роговой обманки и сфена. Более крупные темные частицы (в обеих частях штуфа) представлены пироксеном. В серой части штуфа обломочный материал имеет тот же состав, что и в милоните, однако с добавлением частиц самого милонита, цемент же представлен микрозернистым кальцитом. Обломок в нижнем углу (выделен на снимке пунктиром) состоит из крупных зерен кварца (белое) и красного полевого шпата (серое). Граница обеих частей штуфа такова, что брекчия с карбонатным цементом обнаруживает более позднее формирование по отношению к полосчатому милониту, внедряется в последний. Два нарушения линии границы в верхней половине снимка четко связаны с микросмещениями. Однако глубокая бухточка, выполненная карбонатной брекчией, и раздробленность прилежащего к ней участка милонита в нижней половине границы не обусловлены подобными микросмещениями. В милоните имеются тончайшие цепочки новообразованных зерен пирита, располагающихся в основном «по слоистости», в карбонатной же массе брекчии тот же пирит распределен неупорядоченно.

Эти образцы тектонитов позволяют, как кажется, высказать некоторые суждения о возрасте породивших их нарушений по отношению ко времени рудообразования. Сопоставление особенностей мраморов-брекчий и двух частей образца 3564 (см. рис. 20), с одной стороны, и явно послерудной брекчии, взятой в непосредственной близости от образца милонита (рис. 21), с другой, приводит к предположению о более раннем (дорудном и, возможно, доскарновом) возрасте милонита. Брекчия же с карбонатным цементом (см. рис. 20), как и послерудная (см. рис. 21), возможно, сформировалась позднее, при возобновлении подвижек в тектонически ослабленной зоне уже после рудообразования. Элементы текстурного сходства и близость составов цемента и без-

рудной части обломков в этих брекчиях обращают на себя внимание. Убедительные данные о доскарновом возрасте главной части нарушений в месторождении заключаются и в том, что нередко обломки полосчатой биминеральной околоскарновой пироксен-плагиоклазовой породы заключены в массиве околоскарновой же породы биотит-ортоклазового состава, которая развивается, наступая на материал обломка.

Исходные породы той и другой из этих околоскарновых пород несомненно различались не только по составу, но и по физическим свойствам. В процессе деформации прослои одной из них (более известковистой) были нарушены и обломки ее оказались заключенными в менее компетентной массе другого состава. Позднее обе они подверглись околоскарновому преобразованию, причем скаполитовое замещение в массе обломков проявлено слабо и лишь в самой начальной стадии (из стыков части зерен плагиоклаза). Все эти данные не только указывают на принадлежность обеих околоскарновых пород к дорудной стадии, но и позволяют предположить образование их в магматическом этапе метасоматических преобразований.

Заканчивая на этом характеристику тектонитов месторождения, с сожалением отметим, что пространственная ориентировка нарушений, с которыми следует связывать образование тех и других из них, не ясна. Данные геологической карты (см. рис. 17) месторождения говорят за большую вероятность субмеридионального простирания указанных нарушений. Возможно, предположенное выше субширотное нарушение не единственное в рудном теле. Нельзя, по-видимому, исключить существования аналогичного нарушения между разведочными линиями V и IX.

С позиций изложенного понимания существа мраморов-брекчий и других тектонитов месторождения находит объяснение и факт локализации оруденения на ограниченном участке пород, имеющих региональное распространение и подвергшихся интенсивным изменениям в зоне сопряжения тектонических нарушений, более доступной просачиванию послемагматических растворов.

Роль тектонических и литологических факторов в формировании месторождения становится еще более отчетливой при рассмотрении особенностей минерального состава и структурно-текстурных черт магнетитовых руд. Не считая двух небольшой мощности интервалов керна в скв. 1, сложенных ортосиликатными рудами, и непромышленной магнетитовой минерализации в некоторой части пироксеновых скарнов, вся масса руд месторождения заключена в околоскарновых породах. Наличие в последних реликтов исходных пород показывает, что околоскарновому преобразованию подверглись главным образом пироксеновые амфиболиты [79], но также кристаллические сланцы иного состава и гнейсы. Околоскарновые породы имеют пироксен-скаполитовый состав, хотя местами в них значительна сине-зеленая роговая обманка и реликты полевых шпатов, а в апогнейсовых разностях встречается железистый флогопит. Унаследованный гранитный материал мигматитовых шнуров в подвергшихся преобразованию (в том числе оруденелых) породах обычно хорошо сохраняется, и более позднее развитие скаполита по отношению к полевым шпатам вполне наглядно (рис. 22).

Особенности отдельных минералов и их ассоциаций в околоскарновых породах Пионерского месторождения рассмотрены ранее [79]. Приведем некоторые дополнительные общие характеристики руд месторождения.

Вмещающая оруденение масса весьма тонкозерниста, нередко отчетливо полосчата за счет чередования полосок салит-авгитового и скаполитового состава. В этой массе рассеяна неравномерная вкрапленность магнетита, кон-

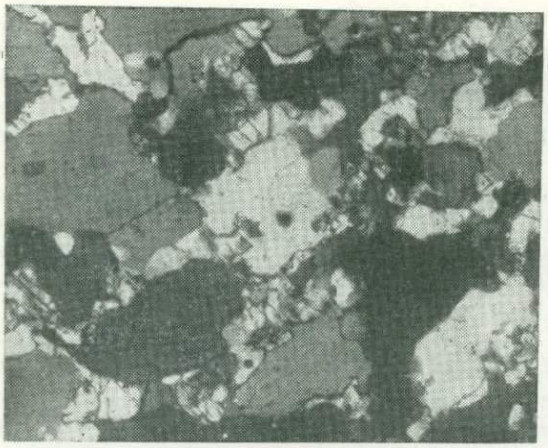


Рис. 22. Развитие скаполита (белое с повышенным рельефом) из стыков зерен полевых шпатов и кварца в прослое мигматитового гнейса на контакте с оруденелой пироксен-скаполитовой породой. Месторождение Пионерское, скв. 10, обр. 2354. С анализатором. Увел. 70

центрирующегося главным образом в пироксеновой части породы. Замещение магнетитом пироксена и скаполита обычно хорошо выражено. Формы вкрапленных зерен магнетита также подчеркивают развитие этого минерала позже силикатов с их замещением (см. рис. 6) и не соответствуют представлению об осадочно-метаморфическом происхождении руд. Являясь типичными для месторождения, такие тонкополосчатые руды в чистом виде все же совершенно подчинены и не образуют сколько-нибудь значительных обособленных тел. Как правило, в массе такой руды присутствует то или иное количество магнетита, столь же тонкозернистого, образующего пятна, жилки и другие обособления. Формы этих обособлений (рис. 23 и 24) и четкое развитие в них магнетита с замещением силикатов не оставляют сомнений в их метасоматической природе. Встречаясь по всему месторождению, такие пятнистые текстуры руд особенно распространены в краевых частях рудного тела.

Наряду с вкрапленным оруденением, характерным для бедных и средних руд, часть магнетита представлена массивнозернистыми образованиями. Они редко слагают нацело интервалы керна больше метра, в основном же служат цементом, связывающим фрагменты раздавленных (без перемешивания) вкрапленных и пятнистых руд, или встречаются в виде метасоматических жилок в массе последних (см. рис. 24). Для магнетита таких жилок характерна своеобразная отдельность, трещины проходят через весь объем зернистой массы магнетита в той или иной жиле. Количество такого массивного магнетита в рудах в различных частях месторождения сильно изменяется, но нередко весь керн скважины представлен рудами типа приведенных на рис. 23.

Здесь важно отметить следующее. Количество железа, заключенного в одной-двух жилках массивного магнетита в том или ином куске руды, визуально в большинстве случаев значительно превосходит количество железа во вкрапленной части магнетита. При наличии же более густой сети магнетитовых жил это превышение еще более увеличивается. Уже одно это обстоятельство делает неприемлемым представление о формировании массивной части магнетита этих руд за счет «мобилизации и собирательной перекристаллизации» вкрапленной части магнетита. Однако и структурное положение магнетита в силикатной массе, как было показано, не дает решительно никаких оснований для предположений о возможном растворении и перемещении части магнетита.

На снимках типичных руд Пионерского месторождения (см. рис. 23) можно видеть отсутствие каких бы то ни было следов мобилизации железа и собирательной перекристаллизации магнетита. Вкрапленная и образующая тонкие прерывистые разнонаправленные полоски часть магнетита вплотную подходит к его шнуровидным и гнездовидным обособлениям, а в ряде мест внеш-

ние различия между этими двумя формами выделений магнетита почти исчезают. Таким образом, отложение всей массы магнетита в данных рудах метасоматическим путем из растворов (с привносом железа) и по текстурным данным не может быть поставлено под сомнение.

Связь брекчиевых текстур руд с тектоническими условиями формирования месторождения несомненна. В данном случае эти текстуры в рудах появляются наряду с фактом брекчирования мигматитовых гнейсов и существования мраморов-брекчий, что свидетельствует о взаимной связи этих образований между собой и с отмеченными выше проявлениями тектоники.

Оптическое исследование магнетита из различных форм его выделений в рудах месторождения показало его идентичность в смысле полного отсутствия в нем микровростков шпинели и ильменита. Химическое определение титана в образце массивного магнетита дало величину 0,06% TiO_2, хотя в двух других образцах магнетита, аналогичных по форме выделений, содержание TiO_2 составило [1] 0,21 (обр. 1064) и 0,38% (обр. 2381), т. е. оказалось на уровне содержаний, обычных для магнетита из алюмосиликатных руд в месторождениях региона.

Если принять содержание титана в магнетитах вкрапленных руд близким к установленному в обр. 1248, то налицо значительное различие магнетита рудной массы от магнетита исходных, подвергшихся околоскарновому преобразованию амфиболитов. Примесь магнетита в последних довольно обычна, но изредка количество этого минерала и размеры его выделений в породе возрастают. Для этой части магнетита местами отмечается несогласное расположение полосок его зерен в тонкополосчатой, собранной в микроскладки массе



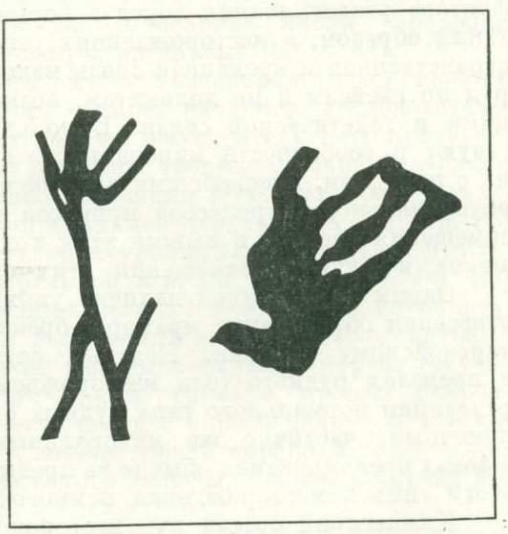


Рис. 23. Характерная форма обособлений магнетита в тонкополосчатой пироксен-скаполитовой массе, заключающей вкрапленность тонких зерен магнетита. Метасоматический характер и синхронность обеих форм магнетита наглядны: полоски не приспосабливаются к контуру обособления, и около последнего магнетит (вкрапленный) не «мобилизован». Месторождение Пионерское, скв. 3, обр. 1246. Нат. вел.

Рис. 24. Формы «жильных» обособлений магнетита (черное) в тонкополосчатой скаполит-магнетит-пироксеновой (с ортитом) массе. Месторождение Пионерское, скв. 7, интервал 44,0—45,5 м

[1] Аналитик Л. П. Некрасова, ИГЕМ АН СССР.

пироксенового амфиболита [79, рис. XVII, 3], что явно указывает на переотложенность магнетита. Последний отличается здесь микровростками зерен ильменита и, по-видимому, лишь о таком (но не о рудном!) магнетите в породах месторождения можно говорить как о седиментогенном и переотложенном в процессе метаморфизма. Впрочем, даже два других из приведенных анализов значительно отличаются по содержанию титана от магнетитов из биотит-полевошпатовых кристаллических сланцев региона. Последние содержат микровростки шпинели, корунда и хёгбомита. В них определены: MgO 0,96—1,25% и TiO_2 соответственно 1,72 и 0,73% [12, с. 136]. Кстати, интенсивно выраженная мигматизация этих кристаллических сланцев (с появлением шнуров кварц-калишпатового состава) не влечет никакой собирательной перекристаллизации магнетита.

Скарновые образования в Пионерском месторождении представлены ферриавгит-андрадитовыми массами, заместившими различные алюмосиликатные породы, а также салитовыми и салит-авгитовыми разностями, содержащими значительные количества неравномерно распределенного полевошпатового материала или скаполита и переходящими уже в околоскарновые породы. Такие образования развиты, в частности, по мигматитовым гнейсам висячего бока месторождения в области контакта их с подстилающими мраморами. Эти скарны не несут магнетитового оруденения, но в них встречается близкая к экономически интересной молибденитовая минерализация.

Салит-авгитовые скарны нередко образуют жилки, секущие околоскарново-преобразованные мигматитовые гнейсы, и в таких жилках появляется магнетит, образуя рудные массы. В Пионерском месторождении они количественно незначительны, хотя местами (скв. 57) руды этого типа преобладают. Наличие их существенно в другом отношении: их текстуры говорят о значительной роли фактора раздавливания пород в формировании и этого типа руд. Поскольку, таким образом, в месторождениях региона прослеживается неразрывная пространственная и временная связь между образованием скарново-магнетитовых руд по гнейсам и по доломитам, возможно предположение о наличии между ними и генетической связи. В пользу существования последней свидетельствуют и особенности минерального состава руд, а также взаимоотношения их с породами, вмещающими оруденение. И то и другое указывает на взаимообусловленность процессов привноса магния и кальция в места скарнового замещения гнейсов и выноса этих компонентов из мест скарнирования доломитов и рудного замещения этих скарнов.

Одним из следствий наличия упомянутых связей является невозможность отнесения образования мраморов-брекчий Пионерского месторождения к протерозойскому времени. Неясным остается возраст пострудных нарушений в пределах рудного тела месторождения [1]. Эти нарушения выражены в образовании нормального типа рудных брекчий, местами даже милонитов, с обломочным, частично же минеральным (кальцитовым) цементом. Смещения в зонах брекчирования обычно не превышают первых метров, а сами нарушения этого типа в месторождении немногочисленны.

Химический состав руд месторождения дан в табл. 6. Нужно отметить наличие в месторождении неравномерного проявления ортитовой минерализации. Как и в апогнейсовых скарновых рудах других месторождений региона, ортит появляется здесь то вместе с эпидотом и другими продуктами замещения

[1] За его пределами установлено разрывное нарушение протерозойского возраста со смещением в плане до 350 м.

скарновых минералов, то вместе с магнетитом в пироксеновых (±скаполит, роговая обманка) массах по амфиболитам. Зернистые агрегаты ортита местами составляют заметную часть общей массы породы. Из других примесей в рудах месторождения отметим почти постоянное присутствие сфена, несомненно, связанное с процессами скаполитизации [79].

Совокупность приведенных данных о главных особенностях Пионерского месторождения достаточна, на наш взгляд, для признания его контактово-метасоматического характера. Как и в отношении других месторождений Южной Якутии, в печати [45; 23, с. 179—213; 60] имеются высказывания о метаосадочном происхождении руд данного месторождения, которые требуют хотя бы краткого рассмотрения.

Уже сам заголовок первой из этих статей «О скарнировании железорудных пород Южной Якутии» в свете приведенных выше фактических характеристик месторождения обнаруживает несостоятельность намерения автора изложить... «правильное понимание процесса скарнообразования». Этот процесс В. А. Павлов представляет следующим [45, с. 95—97]: «Скарнообразование, связанное с контактово-метаморфическим и постмагматическим воздействием аляскитовых гранитов, широко распространено как среди силикатных пород месторождений, так и, особенно, среди карбонатных. *Процессы* (здесь и далее курсив мой. — *Л. Ш.*) контактного *скарнообразования проявляются* в *перекристаллизации мелкозернистых* пироксен-амфибол-скаполитовых *гнейсов* и *сланцев* с *образованием* крупно- и гигантокристаллических *участков* и полос *того же состава* или часто с примесью эпидотовых минералов... С аляскитовыми гранитами ... связана тремолитизация и актинолитизация карбонатных пород и пироксен-роговообманково-скаполит-магнетитовых руд... Скаполит скарна обладает более высоким рельефом и более *глубокими трещинами спайности*». Процесс такого «скарнообразования» якобы проходил ...«почти без привноса каких-либо компонентов из магмы» [60, с. 41].

Это своеобразное понимание процесса скарнообразования развертывается В. А. Павловым в иллюстрациях из набора четырех рисунков, последовательное рассмотрение которых обнаруживает полную несостоятельность приведенных им высказываний. В первом наборе рисунков трехминеральная исходная порода (Пи, Ск, Мгт) в процессе скарнообразования (т. е. перекристаллизации, по В. А. Павлову) сменяется шестиминеральной (Пи, Ск, Мгт, Кв, Пл, Ро) со структурой, не имеющей общих черт со структурой исходной породы. Шестиминеральная порода сменяется семиминеральной (Ск, Пл, Кв, Ро, Тр, Эп, Ка) с еще бо́льшим содержанием *кварца* и *плагиоклаза* и с появлением карбоната, и, наконец, эта порода переходит в так называемый «скаполит-флогопитовый скарн», который на рисунке соответствует шестиминеральной породе состава (приблизительно) $Пл^{37}Кв^{40}Фл^{8}Ск^{10}Пи^{2}Ро^{3}$. Таким образом, процесс скарнообразования, по В. А. Павлову, сводится к росту в породе кварца и плагиоклаза, увеличению числа минералов и к *многократной* коренной перестройке и минерального состава, и структуры исходной породы, причем «...почти без привноса... компонентов из магмы».

Примерно то же самое может быть сказано и о двух других наборах рисунков. Во всех трех случаях совершенно очевидно отсутствие какой бы то ни было преемственной связи между породами, принимаемыми за исходные (оруденелой Пи—Ск-околоскарновой породой по амфиболиту на первых двух зарисовках и силикатным мрамором на третьей), и смежными с ними. Эти последние (вторые по счету зарисовки в каждом из наборов) соответствуют уже околоскарново-измененным гнейсам (в том числе и мигматитовым). Многочисленные

шлифы из пород Пионерского и других месторождений региона полностью в этом убеждают. В целом же каждый из приведенных наборов зарисовок ни в какой мере не отражает процесса скарнообразования.

Ограничиваясь этими замечаниями по существу главных положений одной из упоминавшихся публикаций о Пионерском месторождении, заметим, что содержание двух других сводится к повторению таких же, приведенных выше, оригинальных, но неаргументированных высказываний, неоднократность повторения которых отнюдь, конечно, не усиливает их доказательности. Пострудность процесса скарнообразования в алданских железорудных месторождениях, вытекающая из представлений В. А. Павлова, является домыслом.

Некоторые особенности Комсомольского месторождения, находящегося в нескольких километрах от Пионерского, аналогичны особенностям Таежного и других месторождений. Скарнирование и околоскарновые изменения со скаполитизацией и последующим оруденением гнейсов и кристаллических сланцев в месторождении широко проявлены, однако и ортосиликатные руды значительны. В пироксеновых скарнах скважин 2; 3 и 5 встречаются реликты согласных тел мигматитовых гнейсов и гнейсо-гранитов, а также пегматитов. В юго-западной же части месторождения рудные тела, по-видимому, секут под острым углом простирание скарновой зоны месторождения.

Месторождение Эмельджакское

Район месторождения относится к восточному обрамлению Нижне-Тимптонской антиклинорной структуры. Он расположен примерно в 100 км к северо-востоку от месторождения Таежного и в непосредственной близости от Эмельджакского флогопитового рудника.

Кроме роговообманковых и пироксеновых гнейсов, на месторождении развиты шпинель-фассаитовые и отчасти энстатитовые скарны, форстеритовые же разности и кальцифиры подчинены.

В состав Эмельджакского рудного поля входят месторождения Водораздельное, Аэродромное, Викторовское, Горелое и собственно Эмельджакское. В относительно более изученном Эмельджакском месторождении известны три рудных тела, наиболее крупное из которых в виде субширотной линзы прослежено по простиранию до 1 км, при наибольшей мощности 60 м. Это тело в средней его части пересечено нарушением протерозойского возраста, и западная часть линзы сброшена приблизительно на 150 м с горизонтальным смещением около 20 м.

В лежачем боку рудного тела залегают мигматитовые гнейсы, в висячем — пироксеновые и роговообманковые кристаллические сланцы. Вмещающие оруденение скарны обнаруживают метасоматическую зональность. В поперечном разрезе через наиболее мощную часть рудного тела центральная часть последнего сложена форстерит-магнетитовыми рудами, которые в обе стороны сменяются сначала гиперстен-магнетитовыми разностями, а затем флогопит-диопсидовыми скарнами с бедным магнетитовым оруденением.

Для месторождения характерна очень интенсивная гранитизация пород вмещающего комплекса. Остатки исходных мраморов и кальцифиров в месторождении отсутствуют, а мелкие прослойки и линзочки гнейсов в скарново-рудной массе превращены в аляскитовые гнейсо-граниты.

Структурно-текстурное положение магнетита по отношению к первичным скарновым силикатам и шпинели вместе с повышенной титанистостью

магнетита указывают на принадлежность руд месторождения к магматическому этапу [75].

В рудах месторождения установлены следующие пределы колебаний содержания железа: 34,29—61,80% (ср. 49,87%); фосфора 0,01—0,19 (ср. 0,14%); серы 0,02—0,8% (ср. 0,04%); двуокиси титана 0,30—0,61% [94].

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШВЕЦИИ

Месторождения Центральной Швеции

Геологическое строение

Геологические особенности региона Центральной Швеции тесно связаны с его положением в Фенноскандинавском щите.

Главная часть обширной площади, охватывающей Норвегию, Швецию и Финляндию, сложена докембрийскими породами. Северо-Запад Швеции и бóльшая часть территории Норвегии заняты каледонскими горными хребтами, в пределах которых ограниченно распространены породы кембро-силура и более молодые.

Среди докембрийских образований преобладают различные ассоциации гранитных и гнейсовых пород, кроме того, имеются и другие интрузивные, а также супракрустальные породы.

По существующим представлениям, современная поверхность рассматриваемой территории представляет корни трех различных орогенических поясов, и в ее истории могут быть выделены, по крайней мере, три орогенических цикла: 1) ранне- и позднесвекофеннский; 2) готианский и 3) карельский. За последним идет серия нескладчатых пород в составе интрузивных, вулканических и осадочных образований, известная под названием иотнической (альгонкской).

Негнейсовые супракрустальные свекофеннские породы образуют пояс, тянущийся широтно от восточной части Центральной Швеции на Юго-Запад Финляндии. Впрочем, большинство свекофеннских супракрустальных пород превращено в гнейсы. Последние с запада и юго-запада ограничены гранитами и гнейсами готианского цикла. Негнейсовые готианские осадки и вулканиты в регионе также встречаются. Слабометаморфизованные типичные карельские породы образуют характерную серию конгломератов, кварцитов и известняков или доломитов и сланцев. Местами они интрудированы гранитами и метаморфизованы до гнейсов, которые не всегда отличимы от свекофеннских. Гнейсы свекофеннского пояса в северной части Центральной Швеции протягиваются в район Шеллефт, где появляются опять низкотемпературные метаморфизованные вулканиты и осадки. Дальше на север встречаются и свекофеннские, и карельские породы.

Во всех трех докембрийских орогенических циклах встречаются позднеили частью послекинематические граниты, с которыми обычно тесно связано образование жильных гнейсов и мигматитов. Такие граниты рассматриваются по крайней мере частично палингенными. Они широко распространены (на рис. 25 выделены независимо от возраста).

В Центральной Швеции уже с XIV столетия известно огромное число железорудных залежей, главным образом средних и малых размеров, которые заключены в метаморфических породах, частично вторично измененных. Существует комплекс сложных вопросов, связанных с генезисом данных месторождений.

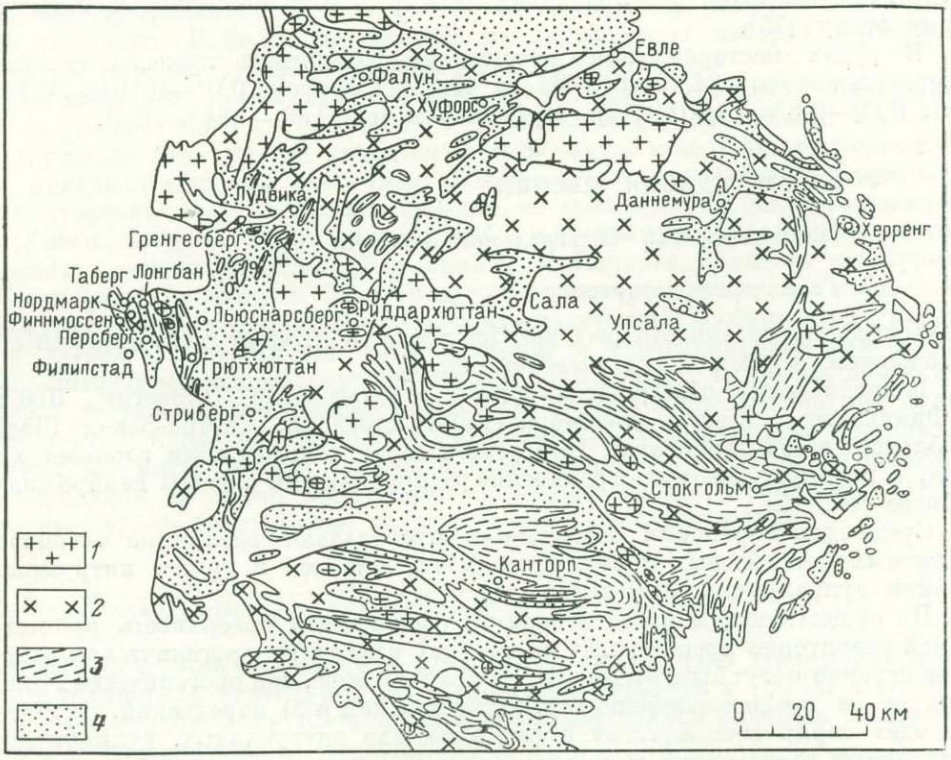


Рис. 25. Геологическая карта Центральной Швеции [144].
1 — позднесвекофеннские палингенные граниты; *2* — свекофеннские синорогенные граниты; *3* — сланцы, граувакки и кварциты; *4* — вулканиты (геллефлинты и лептиты)

Основные монографические работы по отдельным рудным районам и месторождениям Центральной Швеции, а также сводная работа по региону [117] изданы на шведском языке и лишь некоторое количество статей и обзорная работа Магнуссона [145] опубликованы на английском или немецком языках. В основу приводимого ниже сжатого схематического очерка геологии Швеции взяты работы Гейера и Магнуссона (П. Гейер, 1963 г., 1967 г.), [117; 118; 139; 141—145].

Около половины площади региона занимают различные граниты, другая же половина сложена метаморфическими породами архея в составе двух серий: нижней, или лептитовой, и верхней, в основном кластогенно-осадочной. В нижней серии кроме вулканических образований встречаются осадки, относимые к химическим (карбонатные породы и железные руды). Отделенная небольшим эрозионным перерывом, верхняя серия в центральной и восточной частях региона несколько отличается по составу от развитой на западе, но и там и здесь преобладают уже не вулканические, а кластогенно-осадочные породы.

Геллефлинты, лептиты и лептитовые гнейсы («гранулиты») представляют собой в различной степени метаморфизованные лавы и туфы риолитового, кварц-кератофирового, частично дацитового и андезитового составов. К геллефлинтам относится слабо метаморфизованная часть этих пород, сильно метаморфизованные же их разности обозначаются уже лептитами. Степень

Таблица 14

Химический состав лептитов и слюдяных сланцев из Швеции и Финляндии, вес. %

Компоненты	Ан. 1	Ан. 2	Ан. 3	Ан. 4	Ан. 5	Ан. 6	Ан. 7	Ан. 8	Ан. 9	Ан. 10
SiO_2	65,22	57,23	80,28	83,53	74,69	67,98	57,50	59,26	64,9	57,65
TiO_2	0,65	0,51	0,15	0,09	0,27	0,21	1,00	0,71	0,2	1,60
Al_2O_3	17,24	21,70	11,35	8,95	12,0	14,43	15,20	17,88	18,4	16,84
Fe_2O_3	0,92	1,03	0,07	0,30	1,66	3,22	3,44	0,09	1,2	0,85
FeO	5,03	7,11	0,28	0,73	1,35	3,07	7,49	7,79	4,5	10,35
MnO	0,07	0,06	0,01	0,08	0,04	0,08	0,19	0,23	—	—
MgO	2,29	2,97	1,18	3,91	0,51	0,57	3,37	2,54	4,8	5,30
CaO	0,85	0,80	0,35	0,08	0,21	2,25	5,05	3,50	2,3	1,28
Na_2O	2,19	1,68	5,94	0,20	1,88	3,60	3,01	2,86	0,3	2,34
K_2O	2,87	4,31	0,26	1,53	6,91	3,36	1,62	3,18	2,2	2,36
H_2O	2,57	2,11	0,42	0,55	0,30	0,70	1,45	1,35	1,2	1,08

Район Персберг: ан. 1—серный пятнистый сланец (кварц 35,38%, хлорит 12,21%, мусковит+биотит 30,81%, плагиоклаз 19,88%), ан. 2—темный пятнистый сланец (кварц 20,21%, слюды 51,36%, кордиерит 12,18%, плагиоклаз—13,25%), ан. 3—натровый лептит; район Риддархюттан: ан. 4—слюдяной сланец (слюды, кварц, кордиерит, мусковит, биотит, немного турмалина), ан. 5—калиевый лептит; ан. 6—промежуточный лептит; ан. 7—метаандезитовый лептит, Финнмоссен; ан. 8—кордиеритовый лептит, Киско; ан. 9—кордиеритовый гнейс, шахта Ориярви; ан. 10—антофиллит-кордиеритовый филлито-гнейс (антофиллит-куммингтонит 16,9%, кордиерит 12,8%). Источник: ан. 1 и 2—[137], ан. 3—[156], ан. 4, 5, 6—[108], ан. 7—[117], ан. 8—10—П. Эскола (1915 г.).

метаморфизма в геллефлинтах отчетливо возрастает с приближением к контактам с гранитами. В регионе преобладают или крайние натровые (в низах серии), или крайние калиевые (в верхних горизонтах) разности лептитов (табл. 14), промежуточные же подчинены. Дацитовый тип значителен главным образом в верхах серии, где известны и редкие пласты спилитовых и зеленокаменных пород. С образованиями этой группы не встречаются карбонатные породы и железные руды.

В силу вулканогенной природы лишь в редких случаях в толще лептитов можно выделить те или иные стратиграфические горизонты. Вопрос о наличии и масштабах распространения среди лептитов региона глинистых разностей пород, значительных в лептитовой толще Юго-Западной Финляндии [103; 159, с. 73], не ясен, хотя в различных частях лептитовой серии выделяются кордиеритсодержащие слюдяные сланцы, близкие к того же состава пятнистым сланцам верхов супракрустального комплекса (серий Ларсбо и Мэлар). Для ряда районов (Канторп) разделение вулканогенных и глинисто-седиментогенных лептитов можно считать лишь условным, вследствие больших трудностей в разделении этих пород, и общее количество осадочных лептитов в их массе теперь признается заниженным.

Карбонатные породы встречаются только среди вулканических толщ нижней серии. Большинство шведских геологов склоняются к признанию их биогенными. Для доломитов этот генезис принимается, в частности, на основании находки в районе месторождения Сала большого водорослевого рифа (П. Гейер, 1967, с. 25). В ряде работ подчеркивается большая общая чистота доломитов, подвергшихся скарнированию [114, с. 448 и др.]. Химические анализы их по ряду районов приведены в нескольких работах [117; 137; 138 и др.]. В отдельных случаях анализы показывают содержания, превышающие 30% MgO. Наряду с этим описываются и бедные магнием карбонатные породы, значительная часть которых (месторождения Ассартьёрн и Госборн, район

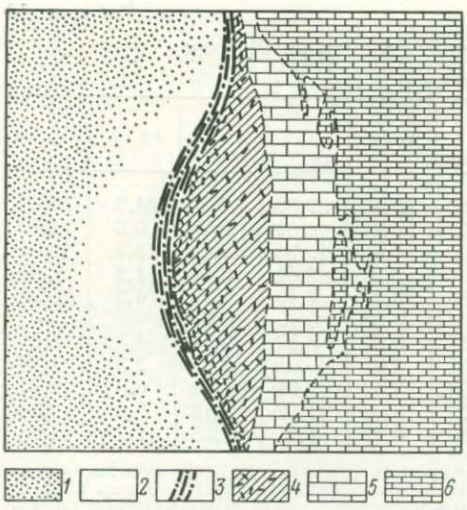


Рис. 26. Схематический разрез флогопитсодержащего рудного тела, отделенного от лептита слюдяным скёлом. Месторождение Нордмарк [138].

1 — лептит промежуточного состава; *2* — натровый лептит; *3* — слюдяной скёл; *4* — флогопитсодержащая пироксен-магнетитовая руда; *5* — известняк; *6* — доломит

Персберг) характеризуется наличием полосок из шпинели, форстерита, хондродита, диопсида, тремолита, флогопита и серпентина. Существенно, что такие карбонатные породы в работах шведских геологов нередко обозначаются известняками.

О взаимоотношениях доломитов и известняков в регионе сообщается, что лишенные оруденения разности этих пород часто резко отграничены между собой, и там, где они встречаются вместе, они могут слагать не только разобщенные пластообразные или линзообразные тела, но и весьма неправильные участки какого-либо одного тела [153]. При этом доломиты обычно тонкозернисты, сахаровидны, известняки же имеют крупнозернистое сложение [153].

Вряд ли следует отрицать, однако, что по крайней мере часть крупнокристаллических известняков являются не первичными, а измененными перекристаллизованными карбонатными породами. Такое положение «известняка» можно видеть, в частности, на рис. 26. Отсутствие слоистости и крупная кристалличность известняков подчеркиваются и для сульфидных месторождений в скарнах региона (например, в месторождении Сала, в Норберге). В большом числе описаний состав карбонатных пород того или иного месторождения указывается вообще неопределенно — «известняк-доломит» [145].

Карбонатные породы встречаются в различных местах разреза нижней части лептитовой серии. В одних районах (как Филипстад и Лудвика) они образуют один или несколько тянущихся на десятки километров горизонтов, к которым приурочены скарновые тела (рис. 27), в других же (как в Грютхюттане) не ограничены каким-либо горизонтом и не образуют пластов большой протяженности.

Метаморфизм карбонатных пород выражается в мраморизации и появлении силикатов в пластах, содержащих примеси. Среди новообразований в них отмечаются кварц, хлорит, биотит, мусковит — в начальной стадии метаморфизма и тремолит, актинолит, диопсид, форстерит, серпентин и др. — в лептитовой стадии [139]. В доломитовых мраморах, подвергшихся изменениям, связанным с внедрением позднесвекофеннских гранитов и их пегматитов, появляются жилки, своеобразные шлиры и неправильные пятна скарновых минералов (форстерита, хондродита, пироксена, шпинели), а также серпентина и др. Эти минералы связываются с эманациями и растворами, отщеплявшимися от гранитов [145, с. 108]. Такие мраморы распространены только в свите жильных гнейсов.

На контактах карбонатных пород с силикатными выделяются терминологически «реакционные» («пограничные») скарны. Мощности пластовых тел карбонатных пород достигают 50 м, они отмечаются в большом числе мест (П. Гейер, 1967 г.), однако истинные мощности наблюдать почти не удается

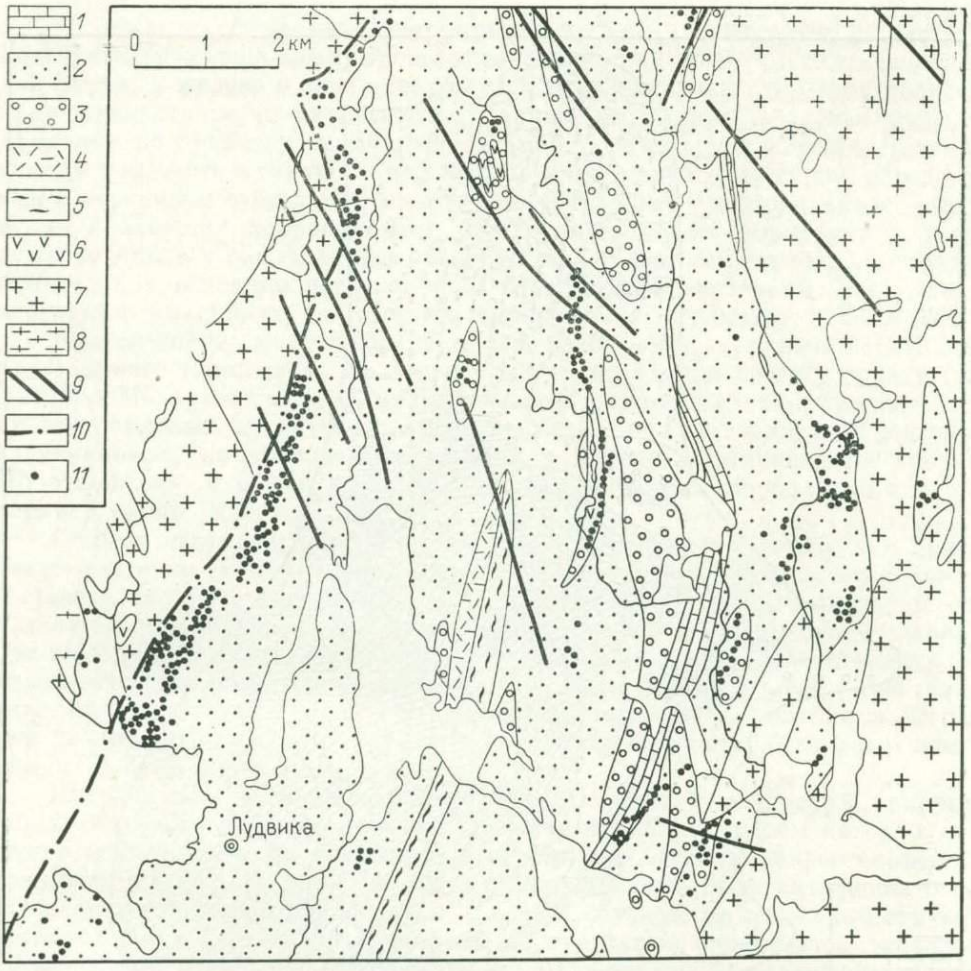


Рис. 27. Геологическая карта рудного района Лудвика [117].
1 — известняки и доломиты; *2* — лептиты; *3* — лептиты, измененные в кордиерит- и антофиллитсодержащие породы; *4* — граувакки; *5* — сланцы; *6* — диориты; *7* — красные свекофеннские синорогенные граниты и гранодиориты; *8* — серые синорогенные граниты; *9* — дайки диабазов; *10* — нарушения; *11* — железорудные месторождения

из-за различного рода деформаций. Местами, как в Лёвозен (район Фалун), отмечается тонкое переслаивание известняков и доломитов с лептитами и гематитовыми кварцитами (Н. Пилава-Подгурский, 1957 г.). В Льюснарсберге нередко лептиты переполнены прослоями доломитов различной мощности, причем контакты этих разнородных пород не всегда отмечены какими-либо новообразованиями. Наряду с линзо- и жилообразными формами тел карбонатных пород встречаются различных размеров (некоторые более 1 км в длину) штокообразные тела, подобные штокам Грувозен и Етён (район Филипстад). В первом из них центральная часть антиклинальной структуры сложена доломитом, стратиграфически выше которого лежат известняки [145, с. 17]. В штокообразном теле Етён взаимоотношения обратные (рис. 28). Распространено пересечение штоков карбонатных пород телами скарнов.

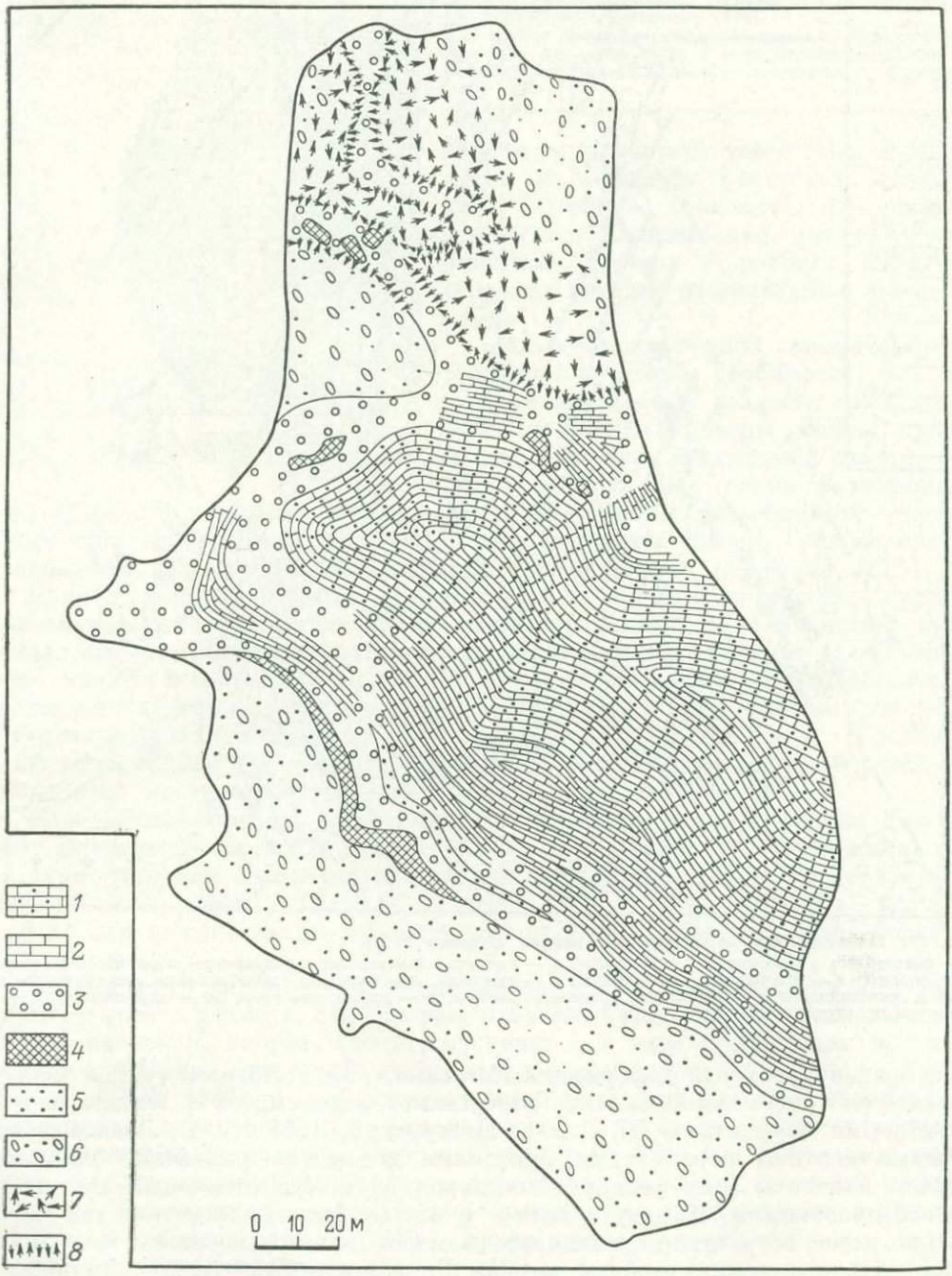


Рис. 28. Геологическая карта месторождения Етёи [145].

1 — известняк; *2* — доломит; *3* — скарн; *4* — железная руда; *5* — лептит; *6* — кордиеритовый и жедритовый лептит; *7* — тот же лептит с жилами кордиерит-жедритового кварцита; *8* — кордиерит-жедритовый кварцит

К метаморфизованным химическим осадкам, связанным с поствулканическими (фумарольными) процессами, когда кремнезем отлагался в коллоидной форме, а железо в виде окислов (или гидроокислов), относятся полосчатые кварц-гематитовые (и магнетитовые), также лептитовые железные руды. Они являются по существу типичными докембрийскими «iron stones» и рассматриваются как часть вулканогенных образований лептитовой серии. Представления о первичном субстрате этих руд как о продукте выветривания и седиментации признается неприемлемым. Вне вулканогенных пород они в регионе не встречены и в общем разрезе лептитовой серии занимают вполне определенное место, в основном переслаиваясь с калиевыми лептитами. Эти руды подвергаются инъекциям со стороны синорогенных гранитов [145, с. 80].

Кластические осадки образуют так называемую верхнюю серию супракрустального комплекса. На востоке и в центральной части площади (серии Ларсбо и Мэлар) эти осадки литологически различны. Большинство их — плохо отсортированные детритовые продукты, первично песчанистые, глинистые, граувакковые, но временами встречаются хорошо сортированные кварциты. По отношению к общей мощности супракрустальных пород мощность пачек верхней серии незначительна.

Степень метаморфизма вулканических пород нижней серии, как правило, очень высокая. Условия глубинности метаморфизма определяются тем, что в составе скарнов, связанных с древнейшими гранитами, отсутствуют такие минералы, как волластонит, везувиан, а в доломитовых породах — периклаз. Эти минералы появляются лишь в узких зонах контактов более поздних (постскладчатых) гранитов, вне которых зерна кластогенного кварца в кристаллических известняках не сопровождаются никакими новообразованиями. Эти данные указывают на условия глубинности, соответствующие безволластонитовой фации Д. С. Коржинского (1940 г.).

Интрузивная деятельность в регионе началась с внедрения фемических пород (ныне это главным образом уралитовые габбро), объем которых совершенно незначителен по сравнению с огромными массами раннесвекофеннских гранитов, шедших за ними. Интрузия этих гранитов была синхронна с сильными орогеническими движениями, которые обусловили гнейсовые структуры гранитов (П. Гейер, 1916 г.). С данными гранитами связывается термальный метаморфизм, который через слияние контактовых зон (ореолов) метаморфизма стал региональным.

Состав гранитов колеблется от довольно щелочных и кремнекислотных до преобладающе олигоклазовых и со значительным содержанием фемических минералов. Распространены тоналиты и гранодиориты, сиениты же не встречаются. Химические анализы гранитов Центральной Швеции приводятся в ряде работ [137, 140; 141; 142]. Их особенности можно видеть на диаграммах рис. 11—12. Из темноцветных минералов в гранитах обычен биотит, роговая обманка встречается реже. Полевой шпат представлен микроклином, плагиоклаз — альбит-олигоклазом. Принимается, что интрузия началась из того же очага, который породил лептиты [110], (Н. Магнуссон, 1925 г.). Морфологически преобладают интрузивные тела, согласные со структурами собранных в складки лептитов. Дайки, апофизы, пегматиты с этими телами полностью отсутствуют.

Рассмотренная группа гранитов доминирует в северо-восточной части региона, где лептитовая серия с ее скарнированными карбонатными породами и железными рудами встречается только как остатки. К западу граниты переходят в более мелкие тела, которые по типу ближе к интрузивным, и в этой

части региона располагаются цинковые и свинцовые месторождения фалунского типа.

Крупные массы гранитов раздифференцированы и лишь в центральных частях тел относительно гомогенны. В районе Херренг лептиты, заключающие тела карбонатных пород и скарновых руд, в большом объеме ассимилированы тоналитами (Н. Магнуссон, 1973 г.), [141; 144; 145]. В гранитах имеются остатки лептитов и скарновых руд, и между ними существуют переходы. В окрестностях месторождений Вингесбаке и Нюэнг (район Хуфорс) хорошо наблюдается обмен материалом между гранитами и породами лептитового комплекса, причем границы между теми и другими трудно провести. Карбонатные породы, оказавшиеся в граните, скарнируются и только после этого ассимилируются. Указывается на наличие связи между химическими составами гранита и вмещающих пород лептитовой серии (Н. Магнуссон, 1937 г.).

Большое число зарисовок и фотографий, приведенных в работе Магнуссона по району Херренг, а также Линдрота по району Торсокер [135], хорошо иллюстрируют явления гранитизации, связанные с раннесвекофеннскими гранитами. Следует особо отметить следующий вывод Магнуссона [141, с. 74]: гранитная магма в регионе создавала для себя пространство путем растворения материала боковых пород.

Позднесвекофеннские граниты (1700—1800 млн. лет) выглядят секущими интрузиями, более или менее независимыми от ранних структур. Местами (в частности в краевых зонах региона) с ними связана широкая и интенсивная мигматизация с появлением полосчатых («жильных») гнейсов на месте лептитов и части синорогенных гранитов. Лишь в центральной части площади породы свободны от следов воздействия этих гранитов.

Уцелевшие карбонатные породы под воздействием этих гранитов превращаются в скарны магнезиального и известкового состава, несущие рудную минерализацию.

С данными гранитами связываются [145, с. 121 и др.] также явления магнезиального метасоматоза, турмалинизация слюдяных сланцев, появление ортита, апатита, изредка берилла. В ранних скарновых рудах региона эти граниты вызывают появление авгита, геденбергита, гиперстена, роговой обманки, биотита, эпидота, хлорита, апатита, апофиллита, арагонита, аксинита, козалита, датолита, флюорита, полевых шпатов, глиноземистого граната, везувиана, волластонита, скаполита, шпинели, сфена, галенобисмутита, галенита, арсенопирита, пирротина, аурита, пиросмалита, саффлорита, шеелита, вюртцита, золота, серебра и меди, а в мраморах — периклаза.

Минеральный состав гранитов: кварц, микроклин, плагиоклаз ($Ан_{7-30}$) и биотит. Химический состав их колеблется в узких пределах. Структуры указывают на наличие больших давлений, но линейчатость отсутствует. Этим гранитам свойственны купольные формы. Они обусловили несогласия в падениях пластов и элементах линейчатости.

Представления шведских геологов [145, с. 102] об образовании обсуждаемых позднесвекофеннских гранитов и жильных гнейсов (в условиях погружения комплекса) аргументированы очень слабо и противоречат фактическим данным минеральных ассоциаций скарнов, связанных с этими гранитами. Поскольку подвергшийся первой гранитизации лептитовый комплекс с заключенными в нем рудами сформировался в безволластонитовой фации глубинности, появление волластонита, везувиана и периклаза в связи с «палингенными» гранитами указывает на условия существенно меньшей (а не большей) глубинности формирования последних.

Самые молодые (готианские) граниты уже послерудные и изредка вызывают локальный метаморфизм скарново-рудных образований.

Кроме только что охарактеризованных интрузивных пород, встречаются группы тонких и прямых мафических даек, более древних, чем позднесвекофеннские граниты и мигматизация. Немногочисленные тела габбро и диоритов являются предшествующими по отношению к готианским гранитам.

Структурные преобразования и явления гранитизации в лептитах не исчерпывают изменений, рассматриваемых шведскими геологами в качестве региональных и связанных с внедрением гранитов первого цикла. Воздействию растворов, сопровождавших данные граниты, на породы лептитовой серии приписывается появление на значительных площадях различных кордиерит-, андалузит-, жедрит- и альмандинсодержащих пород, отличающихся от обычных лептитов повышенным содержанием в них магния и железа. Эти породы рассматриваются как лептиты, измененные магнезиальным метасоматозом, проявления которого объясняются просачиванием растворов, обогащенных магнием и отчасти железом, впереди внедрявшегося магматического расплава гранитов. Явления, объединяемые под названием магнезиального метасоматоза, детальнее рассмотрены ниже.

Оруденение в породах лептитовой серии

Среди промышленных скарновых руд Центральной Швеции наибольшее значение имеют бедные апатитом железные руды и сульфидные руды меди, цинка и свинца. Кроме того, существенны марганцевые руды и добывались редкие земли. Известные проявления вольфрамовой, молибденовой и урановой минерализации в скарнах региона не имеют пока, по-видимому, экономического значения [143; 145]; (Е. Велин, 1961 г., 1964 г.).

Между месторождениями с различным составом оруденения предполагается генетическая связь, и имеются переходные по составу оруденения типы. Вследствие этого общая характеристика скарнов и рассмотрение ряда вопросов состава и строения месторождений, их геохимических особенностей и условий образования требуют привлечения всей совокупности имеющихся данных независимо от состава оруденения. Из рассмотрения исключаются лишь богатые марганцем руды, поскольку эта часть месторождений имеет свои особенности и рудовмещающие скарны входят в формацию марганцевых.

Общее число железорудных месторождений в магнезиальных скарнах в Центральной Швеции не поддается точному учету, поскольку большое число месторождений давно уже выработано, и об их особенностях геологи нашего столетия могут судить лишь по частично сохранившимся отвалам.

В оценке сравнительной распространенности скарновых в обычном смысле слова (пирометасоматических) месторождений в регионе Магнуссон и Гейер расходятся. Первый исследователь высказывается за признание всех скарново-железорудных месторождений Центральной Швеции продуктами метаморфизма реакционно-скарновых руд [143; 144; 145]. Гейер же, наоборот, считает, что большинство руд данного региона сформировано путем контактового метасоматизма [112, с. 517].

В перечне месторождений (см. табл. 2) по совокупности их характеристик, отнесенных нами к магнезиальноскарновым, указаны и рудные районы. Месторождение вносилось в перечень, если часть имеющихся в нем рудных тел вырисовывалась как магнезиальноскарновая. Естественно, различия в подходе к изучению месторождений и связанные с этим различия в выборе ведущих

характеристик сильно затрудняли отбор и обобщение материалов шведских геологов в плане данной работы.

Особенности сульфидных месторождений региона здесь не рассматриваются. Они охарактеризованы в другой работе автора [80]. Вместе с тем некоторая часть данных, относящихся к ним, используется, поскольку по всем основным особенностям и многим деталям состава рудоносных скарнов и геологического строения эти месторождения аналогичны [113; 153; 155] подлежащей обсуждению части магнетитовых месторождений.

Типы рудоносных скарнов

Переходя к общей характеристике скарнов, необходимо отметить, что некоторые термины, употребляемые скандинавскими геологами в отношении скарновых образований, существенно отличаются от применяемых советскими геологами.

Термином «скарн» обозначаются все силикатные части руд, заключающих оруденение или отделяющие руды от вмещающих пород [154]. Соответственно в описаниях шведских геологов тальковые и серпентиновые массы, а также массы лучистых и волокнистых амфиболов, возникающие при гистерогенных изменениях минералов скарнов при понижении температуры, также именуются скарнами. Скарны не разделяются по времени образования (на скарны магматического и послемагматического этапов), по формациям скарнов (скарны магнезиальной и известковой формаций), не выделяются скарноиды. Минералы всех этих скарновых пород строго не расчленяются по ассоциациям и часто приводятся общими перечнями и без оптических констант и характеристик железистости, глиноземистости и др. Лишь изредка указывается последовательность развития минералов в породах и рудах и даются структурные особенности последних. Естественно, такие общие перечни минералов рудоносных и безрудных скарнов, как, например, магнетит, диопсид, слюда, гранат, хондродит, скаполит [117, с. 207] или кварц, антофиллит, куммингтонит, биотит, флогопит, хлорит, тальк, хондродит, шпинель [137, с. 464], при отсутствии детальных характеристик типичных более узких ассоциаций и пространственных взаимоотношений последних в разрезах скарново-рудных тел и смены во времени, дают лишь некоторое общее представление об особенностях скарнов конкретных месторождений.

С генетической точки зрения разными исследователями скарны региона делятся различно, в соответствии с той или иной генетической концепцией. Пожалуй, только понимание скарнов пирометасоматических («первичных») и «реакционных» (они же «ранние», «регионально-метаморфические» скарны) у шведских геологов едино. Реакционные скарны и руды в них представляются возникающими в результате регионального прогрева карбонатных пород, загрязненных или тонко переслоенных кварцитами (в том числе рудными) и лептитами [145, с. 19]. В зависимости от фациального состава карбонатных пород рассматриваются и различия в минеральном составе скарнов [137, с. 436; 153]. Этот тип скарновых образований считается наиболее распространенным в регионе. По времени он относится к периоду складчатости и внедрения синорогенных гранитов.

По-иному обстоит дело с пониманием и применением терминов «основные» и «магнезиально-метасоматические скарны». Магнуссон применяет оба эти термина как синонимы для обозначения пород магнезиального состава, образовавшихся, как он считает, путем уже метасоматического изменения «реакционных скарнов» с большим привносом магния [137; 141; 143; 145]. В противо-

положность этому «основные скарны» у Гейера [112] соответствуют нормальным пирометасоматическим («первичным») скарнам доломитовых контактов, а «магнезиально-метасоматические» понимаются в точном смысле термина. Вместе с тем он считает, что богатые магнием руды, в которых магнетит замещает скарновые силикаты, хотя и связаны с магнезиальным метасоматозом, однако не являются продуктом преобразования древних (джеспилитовых) и реакционных руд с известково-железистыми скарнами [112, с. 521].

Дальнейшее деление перечисленных типов скарнов и заключенных в них руд осуществляется на химической и отчасти на минералогической основе. Выделяются следующие разности.

Скарны, богатые кальцием и бедные магнием. Главными минералами их являются андрадит и пироксен, а также замещающий их актинолит (входят в группу реакционных, по Магнуссону). Около лептитов минералы этих скарнов богаты глиноземом (роговая обманка, эпидот, биотит). Они хорошо представлены в месторождениях ряда районов и нередко выступают в работах шведских геологов как скарны типа Стур (по названию месторождения, в котором они впервые изучены, в рудном поле Персберг).

Скарны, богатые магнием и бедные кальцием («основные», или ортосиликатные, по Гейеру). В свежем виде эти скарны отличаются преобладанием в их составе ортосиликатов магния (форстерит, минералы группы гумита) и частым присутствием шпинели, переменных количеств флогопита, хлорита, карбонатов, реже боратов, цериевых минералов и др. Чаще, однако, ортосиликаты и шпинель этих скарнов изменены, сохраняются лишь в реликтах, и породы сложены уже волокнистыми и тонколучистыми амфиболами (тремолит, антофиллит, куммингтонит) и тальком, обычно с тем или иным количеством серпентина и карбонатов. Эти магнезиальные массы Магнуссоном называются также «основными» или магнезиально-метасоматическими скарнами типа Алабамы. По его представлению, они развиваются с замещением минералов реакционных скарнов типа Стур и «пограничных». Такие «скарны» распространены во многих месторождениях (см. табл. 2). Особенности химического состава некоторых богатых магнием разностей скарновых и апоскарновых пород приведены в табл. 15. С уменьшением количества силикатов и ростом карбонатов «основные» руды сменяются «карбонатными».

К «основным» примыкают и так называемые серпентиновые скарны шведских геологов. Судя по работе Гейера и Магнуссона (1944 г.), эти образования значительно распространены и в различных районах известны под названием тех месторождений, в которых они наиболее ярко представлены. Общим для всех них является расположение оруденения в серпентиновых массах, в составе которых отмечаются реликты форстерита, гумитовых минералов, диопсида, а также флогопит, тремолит, хлорит и иногда остатки офикальцита с людвигитом (месторождение Шё). Вместе с тем отмечается появление в тех же (серпентиновых) рудных телах участков гранатсодержащих скарнов и руд, иногда с пироксеном и роговой обманкой или с эпидотом (Фагерберг, Сёрвик).

Положение серпентиновых масс в разрезах скарново-рудных тел четко указано только для месторождения Бергсэнг, где тело серпентиновой породы отделено от геллефлинты пироксеновым скарном, который далее к контакту сменяется роговообманковым скарном, а последний проникает вдоль трещин и в геллефлинту. Эта зональность в точности повторяет типичную для магнетитовых месторождений магнезиальноскарновой формации в гнейсовых комплексах докембрия.

Таблица 15

Химический состав скарнов и апоскарновых пород железорудных месторождений Центральной Швеции, вес. %

Компоненты	Ан. 1	Ан. 2	Ан. 3	Ан.4	Ан. 5	Ан. 6
SiO_2	49,46	53,62	59,02	60,85	50,99	40,19
TiO_2	0,08	0,05	0,11	Следы	0,02	0,04
Al_2O_3	3,58	3,80	—	0,78	3,78	13,05
Fe_2O_3	1,39	1,02	—	0,51	0,85	1,20
FeO	13,75	4,62	9,20	3,83	21,70	3,42
MnO	0,41	0,11	0,15	0,03	0,18	0,08
MgO	11,93	21,57	25,16	28,96	18,61	27,01
CaO	15,29	12,30	1,70	0,00	0,00	2,38
Na_2O	0,20	0,52	0,18	0,16	0,24	0,32
K_2O	0,18	0,26	0,28	0,16	0,31	6,26
H_2O	1,64	1,51	4,11	4,45	2,27	5,29
F	0,04	0,40	0,05	0,47	—	1,21
CO_2	1,77	—	—	—	—	—

Ан. 1 — актинолит-пироксеновый скарн, месторождение Джэпен Майн; месторождение Алабама Майн: ан. 2 — тремолитовый скарн, северный орт, горизонт 150 м, ан. 3 — антофиллитовый «скарн», центр. часть горизонта 135 м (вычислен из химического анализа руды), ан. 4 — тальковая порода из поперечного штрека горизонта 135 м; ан. 5 — куммингтонитовый «скарн» из пластообразного тела среди лептитов юго-западнее Стур; ан. 6 — амфиболсодержащий слюдяно-хлоритовый «скарн» месторождения Шерстёген, горизонт 260 м. Все анализы по Магнуссону [137, табл. XVI].

Приведенные данные не оставляют сомнений в образовании обсуждаемых серпентиновых пород по форстеритовым скарнам. Магнуссон также связывает образование этих серпентиновых масс с замещением форстерита и хондродита [137, с. 162], однако образование указанных ортосиликатов он приписывает магнезиальному метасоматозу.

В качестве промежуточных между богатыми кальцием и богатыми магнием выделяются «метасиликатные, сравнительно бедные кальцием и богатые магнием» разности скарнов [117, с. 149]. Скарны этой группы сложены в основном диопсидом и замещающим его тремолитом, к которым могут добавляться в одних случаях переменные количества ортосиликатов магния, флогопита и шпинели [143, с. 17, 20], а в других — андрадита и актинолита. Эти скарны хорошо представлены в месторождениях районов Норрбэрке, Норберг, Риддархюттан, Льюснарсберг и др.

Диопсидовые скарны данной группы обозначаются также часто как «светлые», в отличие от пироксен-гранатовых «темных» разностей. Именно в светлых скарнах в основном концентрируется магнетитовое оруденение. К светлым же относятся и антофиллитовые «скарны», с переменным содержанием талька, флогопита и шпинели (типичны в месторождении Алабама), и «основные» скарны.

В отдельную группу метасоматитов выделяются скёлы. Этот термин применялся [156, с. 475] и как синоним термина «скарн». Под названием скёл объединяются породы, возникающие на контактах лептитов со скарнами, скарново-рудными массами и мраморами, а также в виде жил в лептитах и в скарнах. Главными минералами скёл являются обычно слюды (биотит, флогопит), хлорит и амфиболы (роговая обманка, антофиллит, жедрит), к которым добавляются в различных сочетаниях тальк, реже кордиерит, альмандин, андалу-

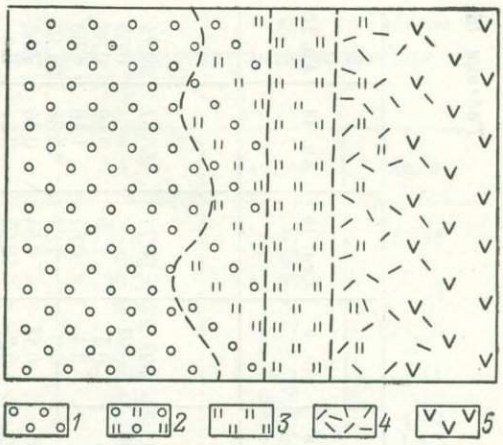


Рис. 29. Схематический разрез через контактовую зону между лептитом и скарном [145]. Месторождение Лонгбан

1 — скарн; *2* — скёл-скарн; *3* — скёл; *4* — кордиерит-андалузит- и силлиманитсодержащая переходная зона между скёлом и лептитом; *5* — лептит

зит. Нередко в скёлах отмечаются остатки первичных микроклина и кварца лептитов.

Образование скёл объясняется обменом материалом в контактах лептитов со скарнами и мраморами, при котором кремний, алюминий, калий и натрий выносятся из лептита, а магний, кальций, марганец и железо привносятся (рис. 29). При этом глинозем извлекается из более узкой зоны, чем остальные компоненты, и образование богатых глиноземом минералов в основном обусловлено здесь выносом из лептита щелочей, а не глинозема. Доломиты в контактах со скёлами скарнированы, иногда переведены в кальцифиры или кальцитизированы (см. рис. 26). Судя по наличию в скёлах минералов, магнезиальность которых колеблется в широких пределах, среди них следует, по-видимому, выделять образования аподоломитовой и аполептитовой частей контакта. О существовании скёл, содержащих остатки кальцифиров и экзоскарнов, упоминается в ряде работ, в частности для сульфидного месторождения Сала [143; 154]. Видимой связи между размерами рудных тел и шириной скёл не отмечается.

На контактах лептитов со светлыми («основными» по составу) скарнами скёлы присутствуют всегда и имеют относительно большую мощность, на контактах же с богатыми кальцием (пироксен-андрадитовыми) скарнами они встречаются лишь редко и развиты слабо. Остатки «реакционных» скарнов отмечены (Н. Магнуссон, 1930 г.) в некоторых скёло-скарновых массах района Лонгбан и др. Тонкие прослои лептитов в рудах нередко замещаются скёлами нацело, как в Хёйд [108, с. 49], в мощных же пластах лептитов между скёлами и центральными частями пластов располагаются широкие переходные зоны, богатые глиноземистыми и магнезиальными минералами (кордиерит, жедрит, андалузит, силлиманит).

Имеющиеся характеристики скёл определенно указывают на образование их флогопитовых и роговообманковых разностей уже в самом конце послемагматической скарновой стадии, в качестве метасоматических пород экзо- и эндоконтактов, в определенной части — как преобразованных магнезиальных скарнов. Что же касается амфиболовой части скёл, в которой часто появляются значительные количества флюорита, а амфиболы содержат фтор, то их следует причислять уже к стадии кислотного выщелачивания. В это же время, по-видимому, формировались и парагенезисы с высокоглиноземистыми минералами.

Поскольку встречаются жильные скёлы в скарнах и в лептитах (как в Фалуне и др.), часть этих пород несомненно относится к инфильтрационным образованиям.

Офикальцитами шведские геологи обозначают мраморы, содержащие переменные количества форстерита, шпинели, хондродита, диопсида, флогопита и серпентина, хотя часто они называются известняками. Принимается, что

Таблица 16

Химический состав минералов скарновых пород месторождений Центральной и Северо-Восточной Швеции, вес. %

Компоненты	Ан. 1	Ан. 2	Ан. 3	Ан. 4	Ан. 5	Ан. 6	Ан. 7	Ан. 8	Ан. 9	Ан. 10	Ан. 11	Ан. 12
SiO_2	53,20	53,03	50,91	52,31	56,24	53,3	57,5	39,9	39,0	56,77	55,97	50,74
TiO_2	—	—	—	—	—	0,02	0,01	0,08	0,01	—	—	0,06
Al_2O_3	0,08	0,75	0,17	0,55	0,59	0,2	0,55	14,5	0,4	1,30	0,59	0,88
Fe_2O_3	—	0,32	0,76	0,09	0,26	0,65	0,2	1,1	2,4	0,67	1,46	1,80
FeO	2,33	7,34	17,34	8,24	7,73	2,8	1,7	2,1	0,3	1,77	15,38	24,13
MnO	0,20	1,13	0,21	0,32	0,37	0,19	0,08	0,01	0,11	0,54	0,48	7,38
CaO	24,06	22,98	22,93	25,09	12,0	24,4	13,1	0,02	0,3	12,65	0,37	2,0
MgO	16,89	13,65	7,21	12,66	19,50	17,1	24,1	26,3	41,2	23,31	23,04	10,57
Na_2O	—	—	—	0,30	0,25	0,12	0,06	1,1	0,02	0,57	0,11	0,22
K_2O	—	—	—	Следы	—	0,02	0,05	9,0	0,02	0,23	0,03	0,08
H_2O^+	—	—	—	П. п. п.	П. п. п.	0,4	2,7	4,05	13,9	1,74	2,33	1,94
H_2O^-	—	—	—	0,45	2,41	0,12	0,15	1,70	2,2			
P_2O_5	—	—	—	—		0,14	0,15	0,01	0,05	—	—	—
CO_2	—	—	—	—	—	0,44	Не обн.	—	0,49	—	—	—
S	—	—	—	—	—	0,20	0,01	0,1	0,08	—	—	—
F	—	—	—	—	—	0,01	0,03	0,48	0,01	0,94	0,45	0,07
Cl	—	—	—	—	—	0,05	Не обн.	—	0,11	—	—	—
Сумма	—	—	—	100,01	99,35	100,16	100,39	100,45	100,60	100,49	100,21	99,87
$m = \frac{Fe}{Fe+Mg}\ 100\%$	8	26	58	27,5	18,8	10,2	4,2	6,2	—	5,4	29,0	57,5

Ан. 1—3 — пироксены из друз в скарнах Нордмарка; ан. 4 — пироксен скарна, месторождение Ос; месторождение Стура Сахаваара: ан. 5 — тремолит из ассоциации с этим пироксеном, ан. 6 — диопсид, ан. 7 — тремолит, ан. 8 — флогопит и ан. 9 — серпентин; ан. 10 — тремолит из ассоциации с хондродитом, сфалеритом и др., месторождение Кавелторп; ан. 11 — антофиллит, месторождение Фалун; ан. 12 — куммингтонит, месторождение Туннаберг. Источник: ан. 1—5 — Г. Сарап, 1957 г.; ан. 6—12 — К. Юханссон, 1930 г.

Таблица 17

Химические анализы кордиерит-жедритовых, кордиерит-антофиллитовых пород и других метасоматически измененных лептитов Центральной Швеции, вес. %

Компоненты	Ан. 1	Ан. 2	Ан. 3	Ан. 4	Ан. 5	Ан. 6
SiO_2	67,78	70,24	66,67	56,12	59,47	67,18
TiO_2	0,15	0,15	0,23	0,30	0,23	—
Al_2O_3	8,97	9,72	18,01	20,20	13,67	10,09
Fe_2O_3	0,16	0,83	0,84	3,05	1,35	1,87
FeO	7,66	8,98	1,22	2,47	2,47	11,96
MnO	0,11	0,04	0,06	0,10	0,06	—
MgO	8,32	8,97	3,54	5,61	5,71	5,11
CaO	2,08	—	—	1,05	0,76	0,50
Na_2O	2,78	0,12	0,84	1,87	2,07	1,47
K_2O	0,19	0,13	6,91	7,83	2,97	0,65

Ан. 1 — андезин-антофиллитовый кварцит (33% плагиоклаза, 28% кварца, 39% антофиллита и немного слюды), месторождение Алабама, северный орт; ан. 2 — кордиерит-жедритовый кварцит, месторождение Етён; ан. 3 — андалузит-кордиеритовый лептит, переходный к скёлу (главные — микроклин, биотит, кордиерит, андалузит); ан. 4 и 5 — кордиеритовые переходные лептиты; ан. 6 — кварц-кордиерит-жедритовая порода с альбитом и кварцем в интерстиционной массе, месторождение Флорберъет.
Источник: ан. 1 и 2 — [137]; 3, 4 и 5 — Магнуссон, 1930 г.; ан. 6 — [156].

по крайней мере часть этих пород представляет собой продукт изменения доломитов в связи со скарнообразованием [137, с. 203]. Замещение их рудой, по Гейеру [113, с. 488], начинается с развития в доломитовых мраморах форстерита и гумитовых минералов.

По минеральному составу и положению в сечениях скарново-рудных тел и контактов эти офикальциты соответствуют кальцифирам в колонке магнезиальных скарнов магматического этапа.

Минеральный состав, структуры, текстуры и особенности развития скарнов таковы.

Реакционные скарны. Обе выделяемые их разности — темная и светлая имеют существенно пироксеновый состав, массивное сложение с гранулярной, часто полигонально-зернистой структурой.

Химические анализы пироксенов (табл. 16) показывают, что они представлены как магнезиальными разностями (fm = 8—9%), которые преобладают, так и железистыми (fm = 58%). Оптические характеристики пироксенов в большинстве месторождений отсутствуют, как и сведения об их парагенезисах. Очень низкое содержание в них глинозема сближает железистую часть анализированных образцов с клинопироксенами обычных (известковых) скарнов железорудных месторождений. Таков, например, пироксен образца № 3 (табл. 17), который имеет (Г. Сарап, 1957 г.) fm = 27,5%, n_g = 1,717, и замещается тремолитом с n_g = 1,646 (fm = 18,2%).

Что касается магнезиальных представителей этих пироксенов, относимых шведскими геологами к малаколитам, то они мало отличаются по химическому составу от ряда пироксенов магнезиальных скарнов магматического этапа и преобразованных в месторождениях абиссальной фации глубинности [79; 80]. Налицо четкое замещение малаколитовым скарном кальцифиров и общность парагенезисов сопоставляемых групп скарнов, в частности присутствие в них шпинели, флогопита и хондродита во многих месторождениях (Етберг,

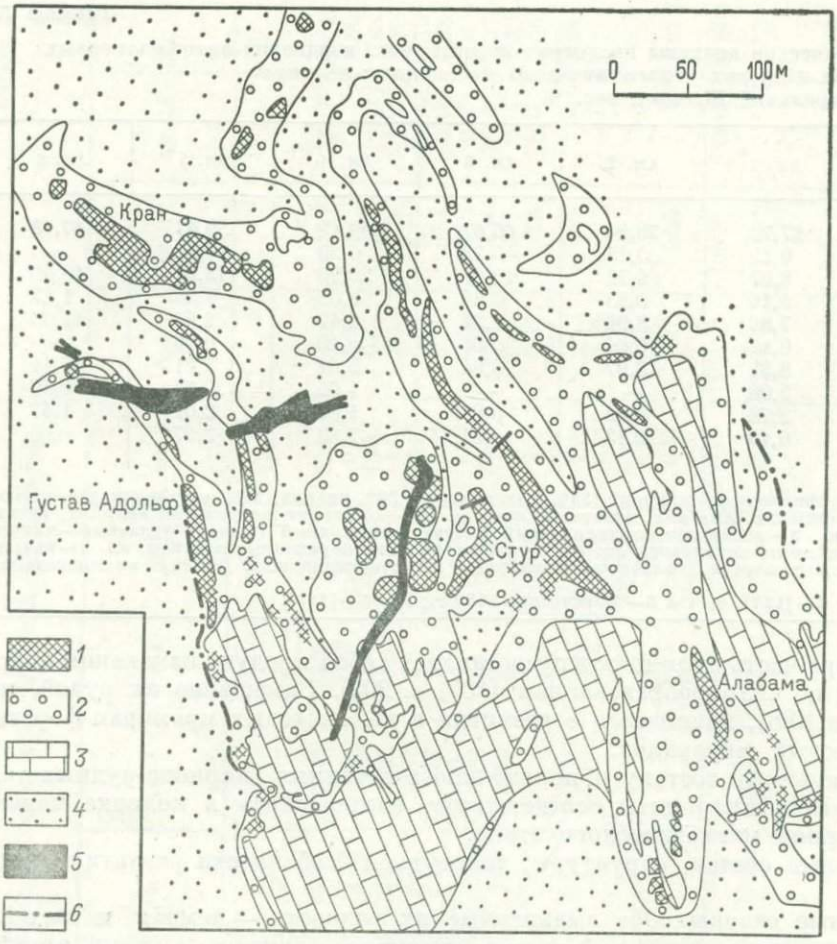


Рис. 30. Геологическая карта рудного поля Персберг [145].
1 — железная руда; *2* — скарн; *3* — карбонатная порода; *4* — лептит; *5* — габбро; *6* — скёлы

Рюлшютте, Коппагрува в Льюснарсберге и др.). Ассоциация со шпинелью позволяет предположить, что по крайней мере часть обозначаемых малаколитами пироксенов является фассаитами или замещающими его диопсид- и салит-авгитами [79]. В более поздних работах шведские геологи чаще называют пироксен светлых скарнов уже не малаколитом, а диопсидом.

Из имеющихся описаний детали взаимоотношений темных и светлых скарнов, совместно присутствующих в отдельных телах, во многом не ясны. Нередко отмечается, что руды в диопсид-тремолитовом скарне с тальком, хлоритом и серпентином окружены светлым скарном из диопсида и тремолита, очень бедных железом. К контакту с лептитом такой скарн переходит в темноокрашенную разность, богатую гранатом [138].

Свойства граната и его положение в скарнах обрисованы скупо и довольно однообразно. Как утверждает Шёгрен [154], в месторождениях Персберга гранат появляется только в малаколитовом скарне и очень неравномерно распределен в массе последнего. Указываются [145, с. 19] мало распространен-

ные, исключительно богатые гранатом скарновые руды (между Шэрстётен и Стур в Персберге; рис. 30).

Состав граната в пироксеновых скарнах соответствует андрадиту с малым (до 2%) содержанием гроссуляровой составляющей. Имеющийся химический анализ одного образца [137] показал, что минерал содержит 2,59% Al_2O_3, 1,24% MgO и 0,70% MnO. Появление более глиноземистых гранатов (6% и более гроссуляровой составляющей) связывается уже с воздействием посторогенных гранитов.

В пироксеновой массе скарна гранат развивается с четким ее замещением, образуя не только пятна, но часто и сетку жилок [153; 137, с. 168 и др.].

Для пироксен-гранатовых скарнов типа Стур характерно отчетливо выраженное развитие в них минералов в порядке: пироксен → магнетит → гранат [154], вследствие чего увеличение количества граната сопровождается уменьшением количества магнетита, и эти два минерала в скарне как бы заменяют друг друга.

Чаще всего пироксен темных скарнов замещается актинолитом, который лишь в очень редких случаях образует обособленные тела значительных размеров. Широко распространена и более интенсивно проявлена тремолитизация светлых пироксеновых скарнов. В описаниях этих пород очень часто отмечается [117, стр. 151 и др.] наличие в них тех или иных количеств флогопита, гумитовых минералов, серпентина, остатков форстерита, шпинели и реликтов кальцифиров. Перечисленные минералы, как известно, свойственны преобразованным магнезиальным скарнам, к которым, очевидно, и относятся светлые пироксеновые скарны шведских месторождений. Нередко в них отмечается гранат, отчетливо более поздний, чем пироксен.

Для месторождений ряда районов описывается развитие антофиллит-тальковых «скарнов» с замещением гранат-малаколитовых разностей. В месторождении Алабама те и другие образования разделены между собой узкими зонами тремолита [117, с. 148].

Кроме пироксеновых скарнов по карбонатным породам, в месторождениях со слабо развитыми явлениями магнезиального метасоматоза встречаются пироксен-гранатовые скарны, отчетливо замещающие лептиты. Они располагаются среди последних, в контактах их с рудными скарнами, богатыми кальцием, и образуют неправильные пятна и различной мощности метасоматические жилы [137, фиг. 61], центральные части которых сложены пироксеном и гранатом, а края — роговой обманкой и эпидотом. Такого рода скарнирование лептитов развито, в частности, в месторождениях района Филипстад [137, с. 186—187]. Шёгрен [154] приводит примеры развития по лептиту актинолитовых скарнов, заключающих рудные концентрации (месторождения Шэрстётен, Густав Адольф). Все эти жильные скарны близко напоминают аналогичные образования в гнейсах железорудных месторождений Алдана и Адирондака.

В отдалении от скарново-рудных залежей скарновые тела встречаются в лептитах нередко. Контакты их в этих случаях иногда отмечены участками полосчатого строения с чередованием в них граната и пироксена (Бертилсвик, Тилас и др.). Кварц в них рассматривается в одних случаях как остаточный минерал подвергшихся замещению лептитов [117, с. 144], а в других — как реликты джеспилитов, подвергшихся скарновому замещению [145, с. 20]. Часть этого кварца является железистой.

Основные скарны форстеритового состава с небольшим количеством шпинели и с диопсидом или без него полностью соответствуют магнезиальным

скарнам магматического этапа в нашем понимании. Они встречаются только в виде замещающих доломиты, распространены широко, но редко сохраняются в неизмененном виде. Часто представлены уже флогопит-хондродитовыми разностями с реликтами форстерита и шпинели, серпентинизированы и тремолитизированы.

Частично лишь серпентинизированные форстеритовые скарны указываются [117, с. 154] в месторождениях рудного поля Скютт (район Льюснарсберг). В главной массе ортосиликатные, но значительно серпентинизированные скарны с рассеянными диопсидом и тремолитом описаны [137, с. 162] в месторождениях Густав Адольф и Шэрстётен.

Широко распространенная в виде примеси в богатых магнием скарнах и апоскарновых породах зеленая магнезиальная шпинель иногда появляется в качестве породообразующего минерала. В таком качестве она описана [137, с. 206] в серпентиновых с флогопитом и амфиболом «скарнах» месторождения Гулдстуббе, в антофиллитовых и куммингтонитовых «скарнах» Таберга [138] и в других местах. Интересно появление обильной шпинели в магнетитовой руде месторождения Якоб (район Лонгбан), где зерна магнетита обхватываются зернами шпинели с краев (Н. Магнуссон, 1930 г., с. 99), как это бывает в рудах магматического этапа [75].

В основном с замещением шпинели, по-видимому, связано присутствие переменных количеств флогопита в светлых мета- и ортосиликатных скарнах и в апоскарновых амфиболовых породах обсуждаемых месторождений. В известной мере это подтверждается и отмечаемым возрастанием количества флогопита в скарнах в участках, прилежащих к лептитам (соответствующих наиболее богатой шпинелью зоне *б* колонки магнезиальных скарнов, см. рис. 2).

Имеющиеся химические анализы и замеры величины n_m флогопитов свидетельствуют о магнезиальном характере слюд (fm в основном ниже 10—12%). Более железистая (до биотитовой) часть слюд слагает уже скёлы, развившиеся на месте лептитов (вместе с этой слюдой отмечается изредка остаточный кварц).

Количество кальцита в скарнах варьирует в очень широких пределах. Чаще всего он не выходит за пределы значения примеси, однако в ряде месторождений выступает в качестве одного из главных минералов скарново-рудных тел, вместе с пироксеном, гумитовыми минералами и др. Доломит ни в скарнах, ни в рудах не встречается [154].

Условия появления амфиболовых разностей «скарнов» в месторождениях региона различны. Представления некоторых шведских геологов о формировании крупных амфиболовых масс путем непосредственного замещения доломитов не находят подтверждения в фактическом материале. Принадлежность подавляющей части антофиллитовых и тремолитовых и актинолитовых пород региона к апоскарновым образованиям убедительно показана Гейером [113]. Такое их положение во времени проистекает как из явлений замещения теми или иными амфиболами пироксена, граната и ортосиликатов, реликты которых постоянно встречаются в амфиболовых породах, так и из появления в ассоциации с ними флюорита, реже кварца и, наконец, из высокой фтористости самих амфиболов. Для последних Гейер [113] приводит следующие содержания фтора: в тремолитах по диопсидовому скарну в Норд Шило заключено 0,23%, в Осгруван 0,4%, в Ёстанмосса 0,51% и в Каллмора 0,4%. В антофиллите из Осгруван установлено 0,05% F и 4,11% H_2O, а в тальковой породе с антофиллитом из того же месторождения 0,47% F.

Характерны для условий образования и формы развития амфиболов — это беспорядочно располагающиеся в скарнах стебельчатые, а также иголь-

чато-волокнистые индивиды, или звездчатые сростки. Тремолит очень часто радиально-лучист; в большинстве месторождений он ассоциирует с минералами гумитовой группы и с флогопитом, а в ряде рудных тел — с магнезиальным ортитом.

Амфиболы в рудоносных скарнах региона в качественном составе и количественном развитии значительно варьируют. Из кальцийсодержащих разностей актинолит встречается главным образом в зонах контактов пироксеновых скарнов с лептитами. Тремолит преобладает в некоторых скарново-рудных телах вместе с флогопитом, шпинелью и ортосиликатами. Местами он сильно замещается тальком. В различных пропорциях с диопсидом, как продукт его замещения, тремолит нередко слагает главную массу скарново-рудных тел в месторождениях Нордмарк и др. Вместе с тремолитом здесь присутствуют флогопит, хлорит, серпентин и тальк.

Антофиллит и куммингтонит в скарнах экзо- и эндоконтакта, а также в скёлах иногда встречаются вместе, обычно же присутствует тот или другой из них. В ряде случаев куммингтонит обрастает (наращивая с краев) зерна антофиллита. Последний часто в различной мере (нередко почти полностью) замещается тальком и слагает крупные массы (Алабама и др.). В крупных его массах всегда встречаются флогопит, остатки гумитовых минералов, шпинели, диопсида, иногда ортит. Отмечено появление ромбических амфиболов в отдельных частях рудных тел, в основном сложенных светлым пироксеновым скарном с переменным содержанием граната. В заметных количествах антофиллит встречается в серпентиновой массе руд, ассоциируя со шпинелью и остатками первичных скарновых минералов. Отмечается развитие антофиллита и в рудах иного состава.

В отличие от контактов лептитов с темными разностями скарнов, богатыми кальцием, около скарновых тел с преобладанием ортосиликатов, а также богатых диопсидом, флогопитом и магнезиальными амфиболами, прилежащие части лептитов подвергаются метасоматическим изменениям с появлением в них кордиерита и жедрита или переходят в слюдяные (биотитовые) сланцы. При интенсивном замещении скарнов магнезиальными амфиболами на месте лептитов появляются богатые кварцем их разности или своеобразные вторичные кварциты с жедритом, кордиеритом, биотитом, реже с ганитом, андалузитом, альмандином, несущие сульфидную минерализацию, которая распространяется и в железные руды и скарны экзоконтакта. Сульфиды представлены здесь в основном пиритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом и галенитом. При наличии кварцитов слюдяные лептиты с кордиеритом или без него местами появляются в виде полос шириной в 10 м (даже до 160 м), располагающихся между кварцитами и неизмененными лептитами [108, с. 23—24], а в самом контакте со скарнами и рудами развиваются мощные скёлы. В месторождении Хёйд, в контакте с рудой, в зоне шириной около 2 м лептит переходит в бесполевошпатовый биотитовый сланец, в котором встречаются скарновые силикаты [145, с. 99].

В ряде случаев переход между кордиеритовыми кварцитами и лептитами осуществляется через сетку жил, состав которых аналогичен составу кварцита. Указанные особенности контактов магнезиальных скарнов с лептитами носят устойчивый закономерный характер. Местами (рудное поле Дундербак) изменения лептитов сопровождаются кислотным выщелачиванием в пироксеновых скарнах, на месте которых развиваются кварц-амфиболовые породы [137, с. 200]. В скарновых рудах месторождений, где вмещающие лептиты превращены в кварциты, отмечается появление флюорита и кварца. Кварц

развивается и в скарне железных руд, подвергшихся сульфидизации, которая предполагается связанной с магнезиальным метасоматозом в месторождениях региона. В качестве примера можно указать месторождение Лахель в Лонгбане (Н. Магнуссон, 1930 г.). Химические анализы некоторых метасоматически измененных лептитов и вторичных кварцитов региона приведены в табл. 17.

При рассмотрении соотношения времени скарновых инфильтраций в лептитах и времени преобразования последних в кварциты приводятся данные в пользу более раннего развития инфильтраций. Содержащие сульфидную минерализацию кварциты пересекаются трещинками, вдоль которых распространяются сульфиды и скёлы [137, с. 137 и 464; 145, с. 68]. Отмечается замещение антофиллитом и жедритом пироксена и граната в скарновых жилах в лептитах.

Появление магнезиальных амфиболов в скарнах и лептитах железорудных месторождений шведские геологи рассматривают как результат магнезиального метасоматоза и считают эти образования аналогичными развитым в сульфидных месторождениях фалунского типа. Химические анализы ромбических амфиболов из скарнов региона нам не известны. Был проанализирован образец свежей, плотной, тонковолокнистой куммингтонитовой породы, которую Шёгрен и др. [156] считали образовавшейся по лептиту. Для этого анализа (табл. 13, 15, ан. 5) характерно заметное содержание глинозема, который, по-видимому, входит в состав амфибола. Для амфиболов из таких ассоциаций Гейер приводит (см. выше) высокие содержания фтора.

Роговая обманка в скарнах региона чаще встречается с куммингтонитом, чем с другими амфиболами, и иногда преобладает в скарне, как в месторождениях Льюснарсберга [117, с. 304]. Она представлена характерной сине-зеленой в шлифах разностью. Связь образования ассоциаций, содержащих роговую обманку, с полевошпатовыми породами отчетлива, хотя в некоторых из куммингтонитовых с роговой обманкой масс встречаются остатки граната и пироксена. Нередко роговая обманка появляется в скёлах в ассоциациях с альмандином, кордиеритом, биотитом, эпидотом. Отмечается она и в скарнах непосредственных контактов гранитов, как в зоне Ёстанберг.

Хлорит, распространенный в светлых скарнах и продуктах их преобразования, охарактеризован крайне скудно. Отмечается лишь, что он представлен лейхтенбергитом. В больших массах он появляется главным образом в скёлах и в приконтактовых с лептитами частях пироксеновых скарнов. В значительной части этот магнезиальный хлорит, по-видимому, замещает слюду, с которой он тесно ассоциирует.

В химических анализах скарнов и апоскарновых пород (см. табл. 15) выделяется высокая железистость актинолит-пироксенового скарна (ан. 1), судя по которой этот скарн относится к темным разностям, а также малая железистость минералов слюдяно-хлоритовой с амфиболами апоскарновой породы (ан. 6). Значительные содержания глинозема в тремолитовом и куммингтонитовом скарнах обусловлены, вероятно, примесью шпинели или флогопита. Химический анализ образца тальковой породы (ан. 4) показал необычное содержание в породе фтора, который явно не может быть связан с амфиболом или флюоритом.

Условия нахождения, размеры, формы скарново-рудных тел и взаимоотношения различных типов скарнов во времени и в пространстве

В общем плане скарново-рудные месторождения Центральной Швеции образуют несколько территориальных групп, в пределах которых выделяются

рудные поля, а сами группы объединяются в пределах районов. Размещение и общая морфология таких групп подчинены особенностям расположения в лептитовой серии масс карбонатных пород, заключающих скарново-рудные тела. Налицо, таким образом, литологический контроль оруденения, облеченный в форму стратиграфического. В одних случаях (как в районе Персберга) выделяются определенные горизоны карбонатных пород, к которым приурочены скарново-рудные тела, в других (как в районе Грютхюттан) последние встречаются в различных частях разреза толщи лептитов и не образуют протяженных зон. Они могут концентрироваться на какой-либо площади, формы и размеры которой подчас определяются элементами структуры.

В районах Норберг, Гарпенберг, Лудвика и других полосы лептитов разного состава общей шириной в 3—5 км с многочисленными железорудными месторождениями располагаются между телами раннесвекофеннских гранитов, и месторождения удалены от последних в основном на расстояния в несколько сотен метров. В пределах скарново-рудных тел сохраняются и те или иные остатки карбонатных пород. Рудоносные скарны нередко образуют в них жильные и неправильные, нередко сложных гнездовидных очертаний тела, однако главным образом располагаются в непосредственных контактах карбонатных пород с лептитами в подчеркнуто выраженной позиции контактово-метасоматических залежей, часто субконформных с линией контакта (см. рис. 28). Развиваясь вдоль контактов лептитов и доломитов, скарны разрастаются и проникают во внутренние части последних, расчленяют и замещают их. Форма скарновых тел часто очень сложна и сильно изменяется в плане и по падению (рис. 31 и 32), что обычно свойственно метасоматическим образованиям. При большой мощности тела могут частично следовать складчатости или быстро выклиниваться по простиранию и по падению. Несколько тел могут соединяться, а одно — разветвляться с образованием отвершков в мраморы. На глубине выклинившиеся тела могут заменяться другими, слепыми телами.

Лишь меньшая часть обсуждаемых месторождений состоит из одного-двух тел. Число последних нередко доходит до полутора десятков, и отдельные из них (и даже их части) обычно охарактеризованы с различной степенью детальности. Вследствие этих или иных обстоятельств детали взаимоотношений сосуществующих типов скарнов в отдельно взятых рудных телах за редкими исключениями обрисованы скудно. Детали сменяющихся микроструктур, минеральных ассоциаций, особенностей свойств минералов, распределения их в границах рудных тел и др., как правило, отсутствуют.

Иллюстрацией сказанному выше может служить характеристика рудного поля Персберг, строение которого приведено на рис. 30. Часть сложной скарново-рудной залежи, вскрытая выработками Густав Адольф и Шэрстётен, обозначается ортосиликатной (диопсид и тремолит в ней встречаются лишь спорадически). Другая часть той же залежи (участок Стур) сложена метасиликатными рудами, но со слюдяными скёлами (+ хлорит и амфибол) на контакте с лептитами. В третьей части рудного поля (участок Алабама) рудовмещающей показана тальк-антофиллитовая масса с реликтами гранат-пироксенового скарна типа Стур. Имеется указание, что между теми и другими массами часто встречается зона тремолита [137]. Как видим, даже главнейшие особенности взаимоотношений различных скарнов (и апоскарновых пород) в рудном поле остаются неясными.

Настойчиво подбираемые Магнуссоном во всех его работах примеры более раннего образования реакционных скарнов, чем «скарнов магнезиальных», убедительны, однако, лишь в отношении апоскарновых серпентиновых,

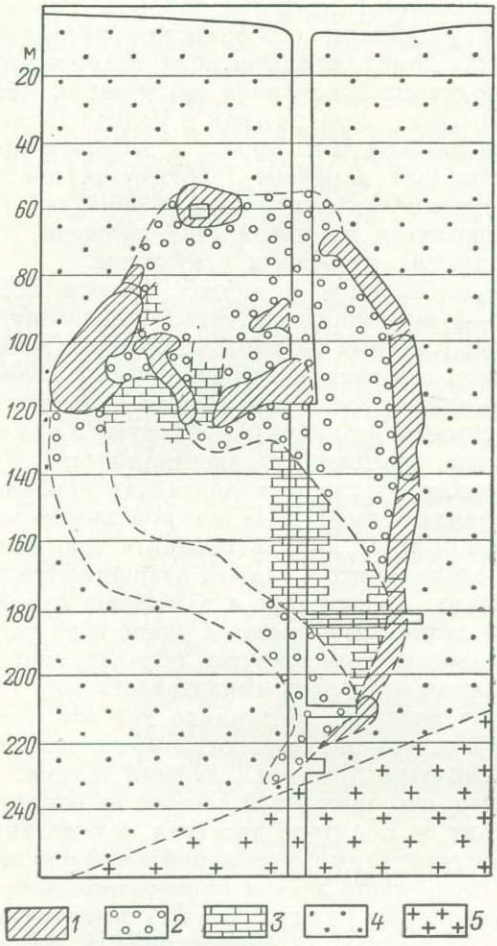


Рис. 31. Поперечный разрез месторождения Нордмарк через шахту Губборт [138].
1 — руда; *2* — скарн; *3* — карбонатная порода; *4* — лептит; *5* — гранит

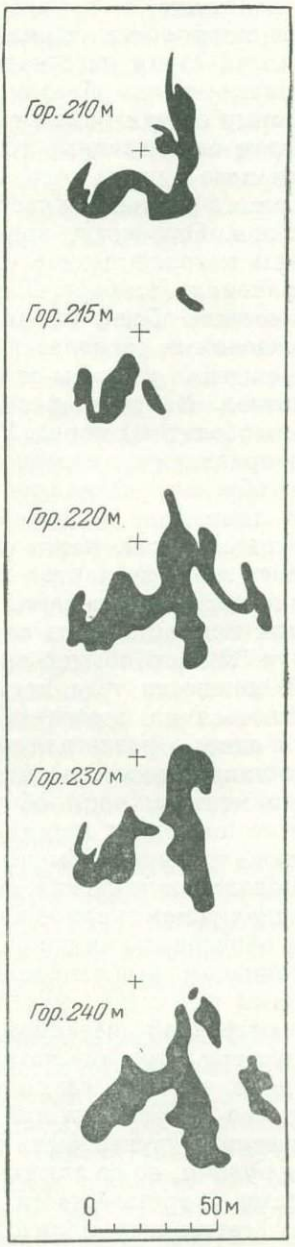


Рис. 32. Форма рудного тела Уддехолм (Таберг) на различных горизонтах [117]

амфиболовых и тальковых масс. Что же касается шпинель-форстеритовых (хондродитовых), шпинель (флогопит)-диопсидовых магнезиальных скарнов, то необходимо подчеркнуть: конкретные данные об их взаимоотношениях с богатыми кальцием пироксен-гранатовыми (реакционными) скарнами при совместном нахождении (особенно в телах малых размеров) отсутствуют. Поэтому утверждение Магнуссона о развитии магнезиальных скарнов (без кавычек —

Л. Ш.) на месте и за счет скарнов, богатых кальцием, под воздействием магнезиального метасоматоза нужно считать недоказанным.

По-видимому, и здесь имеют место соотношения в последовательности развития этих двух типов скарнов, обратные указываемым Магнуссоном, т. е. такие, как и во всем мире. За это говорят элементы метасоматической зональности или ее признаки в месторождениях, улавливаемые в имеющихся описаниях. Хотя систематические сведения о метасоматической зональности скарновых тел в работах шведских геологов практически отсутствуют, имеющиеся разрозненные фактические данные позволяют предполагать, что такого рода зональность существует и что она аналогична обычно наблюдающейся в магнезиальноскарновых месторождениях.

Для большого числа скарново-рудных тел среди представленных в них скарновых пород и продуктов их преобразования указываются диопсидовые (малаколитовые) скарны со шпинелью или амфиболовые породы с флогопитом, остатками пироксенов и шпинели и одновременно — апофорстеритовые серпентиновые породы (также со шпинелью, флогопитом и остатками пироксена) и кальцифиры. Как известно, именно эти аподоломитовые породы слагают основную часть метасоматических колонок магнезиальных скарнов, образуя три наиболее развитые обычно зоны. Труднее прослеживаются данные, свидетельствующие о наличии зоны околоскарновых пород. Частое упоминание о наличии в контактах с лептитами скёл флогопитового (с сине-зеленой роговой обманкой) состава позволяет предположить, что по крайней мере часть этих скёл образовалась на месте околоскарновых пород, подобно тому, как это имеет место в месторождениях Алданского щита и района Адирондака в США.

По отдельным месторождениям имеющиеся данные о метасоматической зональности таковы.

Субширотное линзовидное скарново-рудное тело месторождения Компани, заключенное в лептитах, имеет сложное строение. Центральная часть его сложена скарном с переменным количеством остатков карбонатной породы и сульфидами (сфалерит, галенит и халькопирит). Состав этой части тела очень изменчив: диопсид, светлый хлорит, местами тремолит и гумитовые минералы, ортит, но также гранат с кварцем и флюоритом и геденбергит. Интенсивная сульфидная минерализация отмечается в участках окварцевания. Эта центральная часть линзы окаймлена скарново-магнетитовой рудой. Вмещающий оруденение скарн — диопсидовый, изжилкованный актинолитом, однако местами сильно развит тремолит, в массе которого содержатся свежий хондродит и флогопит. Детали пространственного взаимного положения отдельных типов скарнов не обрисованы [112; 117, с. 441]. Гейер указывает лишь, что налицо картина различного по составу, но сходного по своей природе контактово-метасоматического оруденения. Причем более раннее — магнетитовое — развивается с более магнезиальным скарном, а затем образуются сульфидные руды, сопровождающиеся появлением скарна, богатого железом.

Если исключить изменения периода сульфидной минерализации, то приведенные данные позволяют предположить наличие в залежи следующих зон (от центра): кальцифир | шпинель-диопсид-форстеритовый скарн (ныне тремолитовые массы) | шпинель-пироксеновый скарн | лептит.

Более отчетливая зональность обнаруживается в месторождении Кавелторп. Общее количество магнетита в нем могло бы представить экономический интерес, однако разрабатывалось оно на медь [117, с. 306]. Скарново-рудное тело с остатками тонкозернистого доломита и отчасти крупнокристаллического кальцитового мрамора залегает в лептитах, превращенных вокруг него

в жедрит-кордиерит-альмандиновые кварциты, в которых имеется альбит. Для месторождения не исключается наличие прямого контакта с гранитами (О. Одман, 1933 г.). Скарны представлены следующими типами: а) диопсидовым с форстеритом и гумитовыми минералами, сильно замещенными серпентином (слабо оруденелый); б) актинолитовым с переменными количествами хондродита, флогопита и шпинели (слабо оруденелый); в) тремолитовым, лучистым с небольшим количеством флогопита и хондродита, частично замещаемым тальком (содержит сфалерит и галенит); г) антофиллит-куммингтонитовым, обычно частично замещенным тальком (богат галенитом и сфалеритом); д) биотит-роговообманковым с хлоритом (с халькопиритом, кубанитом, пиритом и пирротином).

Зональность в месторождении рисуется следующей: доломит (1) | кальцифир с форстеритом (2) | диопсид с форстеритом (3) | актинолит с флогопитом и шпинелью (4) | тремолит с флогопитом и магнетитом (5) | антофиллит, куммингтонит с тальком, ортитом (6).

В зонах 2—5 значительны минералы гумитовой группы, а в 5 и 6 — еще флюорит и тальк. Количество гумитовых минералов от зоны 3 к зоне 5 уменьшается до исчезновения. Временами зона 6 граничит с измененным лептитом, но обычно светлые «скарны» отделены от лептита зоной биотит-роговообманкового скарна (также рудоносного), а между последним и светлым «скарном» всегда присутствует актинолитовый «скарн». Несомненно, что зоны 4, 5 и 6 образовались за счет послемагматического гистерогенного преобразования скарна зоны 3, а биотит-роговообманковый скарн мог возникнуть на месте околоскарновой породы или лептита.

Амфиболы месторождения характеризуются значительными и высокими содержаниями фтора: в тремолите 0,95—1,03%, в актинолите 0,78% и в антофиллите 1,15%.

Процесс формирования приведенной зональности Н. Магнуссон (1930 г.) рисует следующим: образование форстерита и хондродита в доломите, затем появление диопсидового скарна и далее развитие актинолитового «скарна». Одновременно с последними продолжали образовываться хондродит и флогопит. После сформирования актинолитового «скарна» интенсивность процесса возросла, и лептит преобразовался в лишенные калиевого полевого шпата кварциты с кордиеритом, жедритом, альмандином, роговой обманкой и биотитом. На границе со скарном возникают скёлы, а в центральных частях доломитовых тел в это время образуются тремолит, антофиллит, куммингтонит, тальк. В связи с этими «скарнами» появляется главная часть сульфидов, из которых железистые концентрируются в темных скарнах. Принимается вероятным также постепенное замещение доломитов: зоны различных скарнов продвигались одна за другой и более древние скарны «поедались» более поздними (Н. Магнуссон, 1930 г., с. 415).

В северной части месторождения Етён (см. рис. 22), где преобладают офикальциты и скарны по доломитам, состав последних малаколитовый с серпентином. Магнетит концентрируется главным образом в пироксеновом скарне. Магнуссон устанавливает связь образования офикальцита и скарна [137, с. 203), что позволяет предположить наличие в месторождении пород двух зон метасоматической колонки магнезиальных скарнов.

В месторождении Таберг в рудной массе встречаются диопсид, тремолит, иногда антофиллит, тальк, хлорит и серпентин. Эта рудная масса окружена скарном из диопсида и тремолита, очень бедных железом. Данный скарн постепенно переходит в темноокрашенный богатый гранатом [138]. Намечаются

скарны двух зон метасоматической колонки магнезиальных скарнов: зоны *в* (замещена рудой) и зоны *б* (диопсидовая), частично замещенной в тыловой части известковым скарном.

При описании месторождения Етберг Н. Магнуссон (1930 г., с. 97) отмечает наличие в доломитах пластов лептита, замещенных скёлами и сопровождаемых малаколитовыми и малаколит-серпентиновыми скарнами, которые обнаруживают зональность: в сторону мрамора малаколитовый скарн сменяется зоной малаколит-серпентинового состава (с подчиненными хондродитом, шпинелью, светлой слюдой), которая далее сменяется серпентиновым «скарном».

Зональность в месторождении Бергсэнг в поперечном сечении контакта выглядит таким образом [117, с. 243]: апофорстеритовая серпентиновая порода с флогопитом, тремолитом и вкрапленностью магнетита | пироксеновый скарн | роговообманковый скарн, посылающий языки в геллефлинту | геллефлинта.

Серпентин-магнетитовая руда с остатками форстерита, гумита, шпинели, флогопита и с тальком и хлоритом в месторождении Шё (район Норберг) контактирует с плотным тремолит-диопсидовым скарном, который в области контакта содержит магнетит [117, с. 356].

В ортосиликатных рудах Шерстётен [137, с. 173] диопсид и тремолит по сравнению с серпентином несущественны, но доминируют в смежном скарне. Равным образом в месторождении Финфалл тремолитовый скарн (по пироксену) граничит с рудой, заключенной в апофорстеритовой серпентиновой массе [117, с. 186].

Приведенные данные о соотношении в пространстве отдельных разностей скарнов в железорудных месторождениях региона не позволяют проследить какие-либо интересные и важные особенности в строении и составе метасоматических колонок этих месторождений, а также и в продуктах послемагматических изменений слагающих их скарнов. Вместе с тем в общем виде достаточно отчетливо вырисовывается обычная для магнезиально-скарновых месторождений схема метасоматической зональности скарнов магматического этапа в виде: доломит | кальцифир | шпинель-форстеритовый (±пироксен) скарн | шпинель-пироксеновый скарн | околоскарновая порода (как часть зоны слюдяного скёла). Последующие процессы, наибольший интерес из которых представляют обусловившие появление магнезиальных амфиболов, в месторождениях не изучены, и суждения о них дискуссионны.

Минеральные типы руд

В месторождениях отмечается совмещенность руд различных типов, характер переходов между ними слабо охарактеризован. Наиболее крупные по размерам и богатые руды всегда ассоциируют с обильными скарнами, а не с мелкими их телами [143], и часто вырисовывается преобладание бóльшей концентрированности оруденения в скарнах, богатых магнием [145, с. 22].

Характеристики железных руд региона следующие.

1. Кварц-полосчатые руды. Как разновидность их — «лептитовые» железные руды, в которых рудный материал переслаивается с лептитом или заключен в нем [141; 145, фиг. 72]. Рудные минералы — кристаллический гематит или магнетит. В большом числе рудных тел гематит преобладает, а магнетит ограничен краевыми частями залежей. В слоистой массе руды вдоль границ кварцевых полосок или в виде обособленных прослойков местами появляется андрадит. Часто присутствуют амфибол и небольшие количества пироксена. Местами

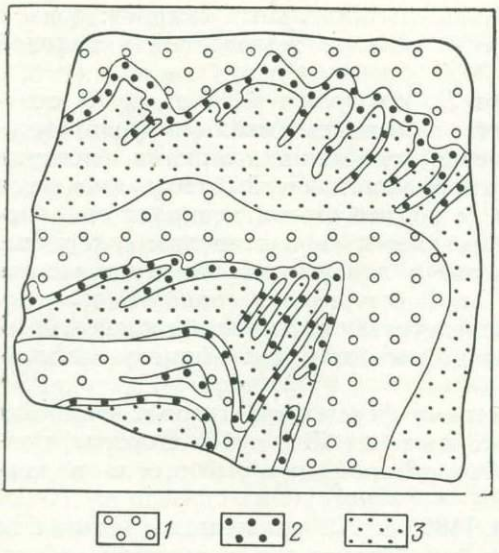


Рис. 33. Неправильно-полосчатая текстура руды, сложенной кварцем (*3*), гематитом (*1*) и андрадитом (*2*) [110]

встречаются скарново-рудные тела, в которых кварц-полосчатые руды слагают лишь отдельные участки рудной массы. Эти образования рассматриваются [145, с. 80] как результат реакций между гематитом и кварцем в пластах кварцитов или лептитов, чередовавшихся с тонкими прослойками карбонатных пород.

Характеризуя кварц-полосчатые руды, Гейер приводит зарисовку форм и распределения андрадитовых новообразований по стыкам гематитовых и кварцевых полосок [110, фиг. 3]. Эта зарисовка воспроизводится на рис. 33. Появление столь затейливых обособлений скарновых минералов в рудах данного типа говорит о метасоматическом их происхождении.

2. Богатые карбонатные и «известняковые» руды, бедные марганцем. Генетически эти руды считаются аналогами реакционно-скарновых разностей. В некоторой части они контактово-метасоматические, в основном же, по мнению шведских геологов, осадочные или являются результатом замещения карбонатных пород на небольшой глубине в течение накапливания лептитовой серии. Указывается наличие переходов между богатыми карбонатными и «известняковыми» рудами. Рудный материал в тех и в других — магнетит. Различия заключаются в том, что богатая карбонатами руда в основе является скарновой. Этот тип хорошо представлен в рудных полях районов Филипстад, Норрберке, в месторождении Шэрстётен и др., в рудах которых силикатная часть состоит из серпентина (форстерита), тремолита и диопсида [117, с. 153]. В «известняковых» рудах скарновые минералы подчинены, и магнетит распределяется прямо в карбонатной массе. Силикаты этих руд представлены в одних случаях известковыми (гранат, пироксен, актинолит), в других — магнезиальными (серпентин, форстерит) и рассматриваются как метаморфические. Карбонатная часть в них обычно кальцитовая. Серпентин-кальцитовые руды с чередованием полос из форстерита (частично замещенного серпентином) и магнетита в «известняке» хорошо представлены в месторождениях рудного поля Скютт.

Другие примеры известняковых руд относятся к месторождениям Стурстрек, Канал и др. Содержание железа в рудах около 33%, фосфора в среднем около 0,010% [143].

3. Марганцевые с железом скарновые и карбонатные руды. Рудный минерал здесь всегда магнетит, содержание марганца в нем, как правило, очень низкое, но местами превосходит 10%. Доминирующие силикаты — кнебелит и даннеморит. В карбонатной массе всегда значителен марганец. Руды встречаются в связи с калиевыми лептитами в верхней части нижней лептитовой серии. Магнуссон (1930 г.) подчеркивает, что такое их положение было бы невозможно, если бы эти руды формировались позже вулканических процессов.

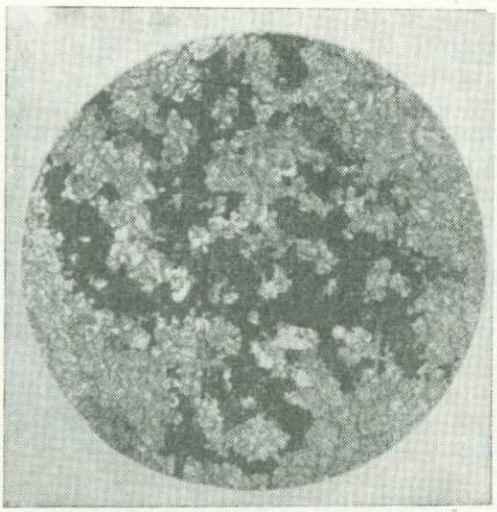
В Лонгбане железные и марганцевые руды пространственно сближенны, хотя реальных контактов не имеют.

4. Реакционно-скарновые руды (богатые кальцием), по представлениям шведских геологов, являются преобладающим в регионе типом. Как отмечается, все скарновые руды ассоциируют с карбонатными породами, что свидетельствует о следующем: наличие последних — одно из условий образования этих руд. Процесс их образования Магнуссон демонстрирует на примере месторождения Каллморберг [145, с. 80—81], где хорошо стратифицированная серия пластов кварц-полосчатых руд (с гематитом), по его мнению, неравномерно преобразована в реакционные массивные скарново-магнетитовые руды. Магнуссон считает, что магнезиальный метасоматоз интенсифицировал здесь скарнообразовательный процесс, протекавший как регионально-метаморфический, и крупные массы скарнов образовались там, где кварц-гематитовые руды были отложены вместе с известняками и доломитами.

Рудный минерал реакционно-скарновых руд — неизменно магнетит, преимущественно в агрегатах, зерна которых имеют более или менее октаэдрический габитус. Лишь местами в наиболее крупном месторождении данного типа Ос (район Норберг) и в части руд месторождений Ёстанмосса иногда выступает таблитчатая текстура, которая, по мнению Магнуссона, указывает на псевдоморфозы магнетита по первоначальному гематиту.

Положение магнетита в пироксеновой массе скарна почти всегда достаточно определенно, и развитие его с замещением этой массы в большинстве случаев не вызывает сомнений (рис. 34 и 35). На это указывает Шёгрен [154].

Химический состав руд данной группы (типа Стур) характеризуется превышением содержания кальция над магнием (см. табл. 7 и рис. 7—10). В разностях, переходных к актинолитовым с карбонатами и гранатом, количество



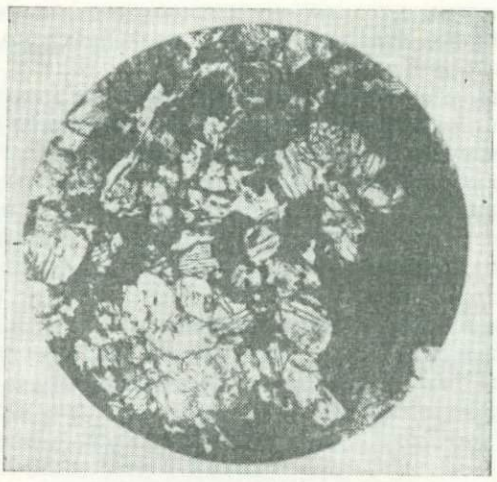


Рис. 34. Магнетит в диопсидовом скарне. В этом типе руд появляются актинолит и андрадит, часто вместе с салитом. В направлении границ с лептитом гранат уступает место эпидоту, а пироксен и актинолит — роговой обманке. Рудное поле Персберг, месторождение Стур. Увел. 16 [145]

Рис. 35. Железная руда с пироксеном и роговой обманкой. По Н. Магнуссону (1937 г.). Месторождение Глиттер. Увел. 14

кальция составляет от $^1/_2$ до $^1/_4$ от суммы CaO, MgO, FeO и MnO, после исключения CaO, связанного с CO_2.

5. Кварцево-скарновые руды, сложенные магнетитом (редко гематитом), с переменным количеством кварца в скарновой (или в рудной) массе объединяют, по-видимому, генетически различные образования. В одних случаях, как в месторождениях Лёвозен или Каллморберг, известняково-доломитовая пачка переслаивается с тонкими пластами лептита и заключает скарновые руды с остаточным кварцем. Местами сохраняется полосчатость [145]. Источником кварца здесь можно, видимо, предполагать лептиты, подвергшиеся скарново-рудному замещению наряду с доломитами. Аналогично в зоне Ёстанберг в доломитовых известняках залегают скарново-рудные тела, в которых магнетит сопровождается гранатом, пироксеном и замещающими их амфиболом, слюдой, роговой обманкой, эпидотом и спорадически кварцем. В мраморе присутствуют тремолит, светлая слюда. От лептита они отделяются скёлом из талька, хлорита. Появление роговой обманки и эпидота позволяет предполагать участие лептитов в образовании скарнов. Этим можно объяснить и остаточные зерна кварца в руде.

Выше говорилось о нахождении жильных и иных скарновых тел, образовавшихся с замещением лептитов. Процессы послемагматического изменения и оруденения таких скарнов обычно протекают с выделением кварца по реакциям типа Пи + Пш → Ро(Би) + Кв, количество которого может быть значительным [79, рис. II, 8, 9; III, 1, 2].

Наряду с этим указываются остатки кварц-полосчатых руд и чередующихся с ними карбонатных руд в скарновых массах на о-ве Утё в юго-восточной части Стокгольмского архипелага, описанных Н. Пилава-Подгурским (1957 г.).

Типичными кварцево-скарновыми рудами считаются руды самого верхнего горизонта разреза района Персберг. Богатство их кварцем связывается с избытком кремнезема в первоначальном осадке. Эти руды тоже рассматриваются как измененные магнезиальным метасоматозом [145, с. 20]. В качестве скарновых минералов указываются тремолит, роговая обманка, эпидот, биотит, хлорит, тальк и гранат [145, с. 32], т. е. минералы апоскарновые, за исключением граната. Таким образом, кварц-скарновые руды являются теми же реакционно-скарновыми, но сохранившими остатки минералов части пород, участвовавших в скарнообразовании. Как бы в подтверждение сложности различения обсуждаемых скарновых руд, Магнуссон [145, с. 50] отмечает, что если не учесть обстановки, то сами эти руды часто могут быть приняты за «первичные».

6. Первично-скарновые руды, почти исключительно в «основных» скарнах и в серпентиновых породах. Выделение Гейером этих руд в ряде месторождений Норберга, Гарпенберга, Фалуна и других оспаривается Магнуссоном, который относит эти руды к реакционно-скарновым или подвергшимся магнезиальному метасоматозу. Гейер же рассматривает их как контактово-метасоматические на том, в частности, основании, что в составе этих руд в ряде месторождений присутствуют бораты или цериевые минералы. Таковы месторождения Столбо, Стаббю, Толль и другие [80].

7. Богатые магнием и бедные кальцием скарновые руды. Для их состава характерны бескальциевые амфиболы (антофиллит, куммингтонит), а также слюда, тальк, серпентин и подчиненные форстерит, шпинель, диопсид, хондродит. Отмечаются переходы к рудам в основных скарнах. В структуре данных руд магнетит замещает пироксеновую часть, отношения же его с антофиллитом выглядят или недостаточно определенными, или антофиллит образует в массе

магнетита более поздние розетковидные выделения. Для химического состава их характерны содержания 6—9% MgO и 0,52% CaO [117, с. 149].

8. В ряде работ [137; 143; 117 и др.] обсуждаются так называемые метасиликатные руды, сравнительно бедные кальцием и богатые магнием. Эти руды в регионе распространены (месторождения района Норрберке и др.). Ведущими силикатами в составе их являются диопсид и тремолит, о которых говорится, что они характерны и для руд иного состава, связанных с данными наличием переходов как в сторону «основных», так и в сторону богатых кальцием разностей.

9. Магнетитовая руда с силикатной частью из антофиллита и талька с подчиненными кордиеритом, биотитом, иногда кварцем. Эти руды редки. Наиболее широко этот тип руд представлен в месторождении Кэллфалл в Риддархюттане [108; 117, с. 148]. Силикатная часть руд очень сходна с таковой в некоторых сульфидных месторождениях региона. Месторождение Кэллфалл залегает в слюдяных сланцах в окружении кордиерит-антофиллитовых кварцитов. В одной части шахты есть пироксеновые скарны с антофиллитом, в другой — офикальцит, заключенный в скарново-рудной массе.

В размещении перечисленных различных типов железных руд в лептитовой серии выделяются четыре этажа и следующие особенности [145, с. 34]. Богатые марганцем разности руд располагаются в верхних пачках нижней лептитовой серии, сложенных калиевыми разностями лептитов. Стратиграфически ниже этих руд располагаются руды, бедные марганцем, в том числе этаж полосчатых кварцевых руд (джеспилитов), которые ниже по разрезу сменяются скарново-железными рудами. При этом редко встречающиеся богатые кварцем скарновые руды относятся также к этажу кварц-полосчатых руд. Они находятся в верхах нижней части толщи. Руды, бедные кварцем, лежат стратиграфически ниже. Гейер отмечает, что «...фактически немарганцевые, реакционно-скарновые руды встречаются главным образом на площадях развития крайних натровых разностей лептитов, где обычные кварц-полосчатые руды редки» [113].

Таким образом, существует определенная стратиграфическая разобщенность главной массы кварцевых руд от собственно скарновых, которые оказываются стратиграфически ниже.

Лишь для отдельных метасоматических месторождений Центральной Швеции можно показать непосредственную их связь с конкретными интрузивами, в большинстве же их такой связи не обнаруживается [114]. Промышленное магнетитовое оруденение скарнового типа в регионе размещается только в скарнах по карбонатным породам и отсутствует в скарнах эндоконтакта. Оно концентрируется преимущественно у границ с карбонатными породами или с лептитами (см. рис. 28 и 31), хотя встречается и в более внутренних частях скарновых тел.

Возникшие рудные концентрации по сложности их контуров не уступают вмещающим их скарновым массам, что затрудняет их разработку [137, с. 462]. Примером может служить форма тела месторождения Уддехолм (район Таберг) на разных горизонтах (см. рис. 32). Оруденение здесь заключено в тремолит-диопсидовых скарнах со второстепенными флогопитом, хлоритом, серпентином и тальком.

Данные о глубине разработки отдельных крупных тел свидетельствуют о протяженности последних в глубину до нескольких сотен метров.

Как отмечалось, магнетит в массе скарна развивается отчетливо после пироксена (но до граната). Фотографии штуфов и шлифов, приводимые Шёгреном [154, фиг. 3, 4], хорошо подтверждают образование магнетита с замещением

пироксена. Именно такое положение магнетита в пироксеновой массе на рис. 34 достаточно хорошо выражено, хотя этот снимок относится к руде, которая рассматривается Магнуссоном как своего рода эталон реакционно-скарновых руд.

Явления метаморфизма и гранитизации скарновых руд

В значительном числе работ шведских геологов [137; 141; 145; 117; 111; 135; 95], (П. Гейер, 1931 г.; Н. Магнуссон, 1937 г.) приводятся описания изменений в скарновых рудах и вмещающих их породах, обусловленных воздействием посторогенных и готианских гранитов, а также явлений гранитизации скарнов и руд раннесвекофеннскими гранитами. Одновременно рассматриваются и вопросы скарно- и рудообразования в связи с посторогенными гранитами. Все эти явления, не имеющие большого распространения в скарново-рудных полях, относятся в основном к месторождениям регионов Херренг и Хуфорс и в меньшей мере к другим — Льюснарсберг, Гарпенберг и Филипстад.

Лишь немногие скарново-железорудные месторождения региона находятся в непосредственной близости от массивов синорогенных гранитов. Наибольшее количество данных о явлениях воздействия этих гранитов на скарновые руды приведено в работе Линдрота [135]. Из превосходно иллюстрированных описаний данного исследователя следует, что раннесвекофеннские граниты в ряде рудных полей района Гарпенберг заключают в себе различных размеров (до 600 м²) фрагменты скарново-рудных тел и в различной мере резорбируют их. Интрузивный характер внедрений гранита документирован большим числом разрезов, фотографий штуфов и не вызывает сомнений. Одна из таких фотографий приводится на рис. 36. К сожалению, микроструктуры, по которым можно было бы судить о взаимоотношениях гранитного материала с минералами скарна и с магнетитом, в работе не характеризуются. Значительно более убедительны описания и относящиеся к ним снимки уже сильно резорбированного рудного материала в интрузивной породе. В подобных случаях граниты здесь сменяются роговообманковым кварцевым диоритом с обилием мелких остатков рудного материала. Около рудных включений часто появляются реакционные каймы в несколько сантиметров шириной, сложенные железистой роговой обманкой с эпидотом и кварцем (последний присутствует не всегда), а в интрузивной породе значителен эпидот.

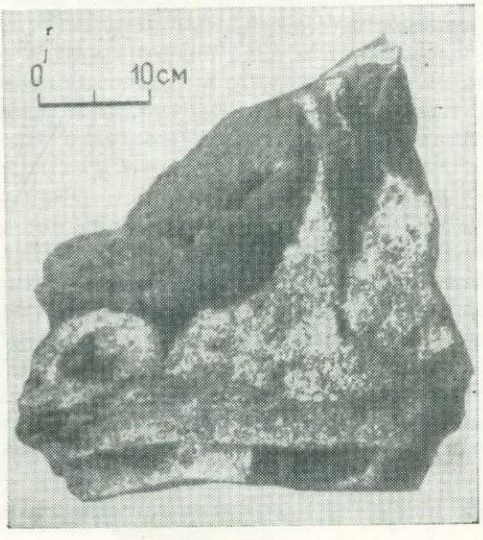


Рис. 36. Контакт пироксен-скарновой магнетитовой руды с олигоклазовым гнейсо-гранитом. Рудное поле Бродд [135]

О положении рудной части (магнетита) по отношению к пироксену скарна отмечается [135, с. 632], что обломки последнего в месторождении Фрэкен состоят из диопсида и андрадита с магнетитом, и структуры этих скарнов подобны структурам тех, которые сопровождают руду в месторождениях рай-

онов Торсокер и Гарпенберг. При этом предлагается сравнить две фотографии (фиг. 18 и 42), в пироксеновых скарнах которых магнетит располагается одинаковым образом (распределяясь между изометричными зернами диопсида). Однако на обоих снимках отчетливо развитие магнетита с замещением пироксена, хотя Линдрот подчеркивает, что магнетит рудной массы в качестве новообразования в процессе взаимодействия гранита со скарнами не возникал, и руда существовала до внедрения гранита [135, с. 639—642].

В районе Хуфорс — Торсокер Магнуссон описал [145, с. 96] большие участки лептитов, руд, скарнов и карбонатных пород, ассимилированных гранитами. Постепенные переходы между последними, лептитами, железными рудами и карбонатными породами встречаются почти всюду. Где скарново-железные руды бедные марганцем еще хорошо сохранились, там преобладают пироксен, гранат и иногда актинолит. Это скарны типа развитых в месторождении Стур (Персберг). Иногда их минералы замещены роговой обманкой и эпидотом, а также биотитом и хлоритом. Рудные остатки в граните имеют очень расплывчатые очертания. Как правило, магнетит ассоциирует с роговой обманкой, эпидотом, биотитом и хлоритом.

Существенны также следующие данные. В месторождении Брубю тело скарна мощностью до 10 м с остатками карбонатной породы граничит с ранним гранитом, который расчленяет это тело [117, с. 544]. В силикатной части руды главенствуют тремолит, диопсид и клиногумит (т. е. минералы преобразованных магнезиальных скарнов).

В месторождении Глиттер ранние граниты заключают фрагменты рудного тела и «известняков». Среди скарнов указываются богатые магнием разности [117, с. 550]. Аналогичные общие сведения приводятся по месторождениям Фабиан, Рюа и Лапп [141]. Скарново-рудные тела здесь вмещают натровые лептиты, содержащие жилки и рассеянный материал гранита. В гранитной массе имеются мелкие включения лептитов, скарнов и руд. Среди последних отмечаются разности с андрадитом, железистым пироксеном и актинолитом, но есть и магнезиальные (с диопсидом, тремолитом, также антофиллитом, куммингтонитом и тальком), которые подчинены. Магнуссон [141] подчеркивает, что пироксеновые скарны из обломков в гранитах часто почти мономинеральны. Это, на наш взгляд, не увязывается с представлением о них как о метаморфических образованиях из осадков сложного состава.

Узкие апофизы гранитов и изменения в скарнах наблюдаются в месторождениях Боттен, Гулдкаке, Хакаталл. Характер таких изменений отчетливо регрессивный (появляются эпидот, роговая обманка, кварц). Подобные минеральные ассоциации можно встретить почти в каждом скарновом месторождении любого региона. Такие изменения отнюдь не свидетельствуют о реакционно-скарновом происхождении руд месторождения, в которых они имеют место. Это находится в согласии с положением, высказанным Гейером, о взаимоотношениях скарновых руд месторождения Брубю с гранитами: «Тот факт, что в Брубю Майн, около Стаббю, гранит брекчирует рудное тело, иллюстрирует, что такие отношения не исключают существования тесной генетической связи между гранитом и рудой», и что хотя это известно и в других метасоматических месторождениях, «значение данного факта не было достаточно учтено при обсуждении генезиса шведских руд» [111, с. 321].

Внедрения посторогенных гранитов и их пегматитов вносят изменения в минеральный состав и структуры пород и руд. В реликтах карбонатных пород появляются гранат повышенной глиноземистости, кварц, кальцит, повышенной железистости пироксен и роговая обманка, также эпидот, брусит, периклаз,

а местами небольшие количества везувиана, волластонита и скаполита. Параллельно скарны и руды обогащаются сульфидами, из которых характерен борнит; появляются флюорит (до 5% массы породы), шеелит и молибденит. Последние два обычно образуют рассеянную вкрапленность в скарнах и рудах, однако в месторождении Юксьё содержание WO_2 в рудах составляло 0,3—0,4%, и производилась добыча шеелита [145, с. 52]. Действие данных гранитов сказалось в образовании на месте лептитов слюдяных сланцев, содержащих часто кордиерит и силлиманит, а иногда и куммингтонит (как в Далкарлсберге, Винтьёрне, Стриберге и др.).

В отличие от сульфидных месторождений фалунского типа, в регионе выделяются сходные по составу оруденения месторождения, связанные с позднесвекофеннскими гранитами и жильными гнейсами, наиболее ярко представленные в рудном поле Оммеберг [145, с. 114]. С массивами готианских гранитов также связывается скарнообразование в карбонатных породах (появляются гроссуляр, геденбергит и волластонит в известняках, шпинель, периклаз и брусит, слюда и др. в доломитах), изменения во вторичных кварцитах и скарнах, антофиллит и куммингтонит которых переходят в гиперстен, например, в месторождении Доверсторп [145, с. 20—21, 118].

Дополнительные особенности геологического строения отдельных рудных полей и месторождений рассмотрим на примерах районов Филипстад и Норберг.

Рудный район Филипстад

Рудный район Филипстад занимает крайнее западное положение в регионе (см. рис. 25). Описание его приводится по следующим источникам: [137; 138; 143—145; 117; 118; 127; 154], (П. Гейер, 1925 г.; С. Ландергрен, 1948 г.). В пределах района расположено большое число скарново-рудных полей, образующих три территориальные группы (рудных поля): северо-западную (Нордмарк), юго-восточную (Персберг) и северо-восточную (Лонгбан). Во всех трех группах месторождений представлены железные руды различных типов, хотя в пределах отдельных рудных полей (Персберг, Таберг) абсолютно преобладают руды в магнезиальных скарнах. Общее число таких месторождений определяется тем, что из 19 рудных полей со многими сотнями скарново-рудных тел, насчитывающихся в составе групп Нордмарк и Персберг [154; 117], магнезиальноскарновые месторождения представлены в 17 рудных полях (свыше 50 месторождений).

Собранные в складки породы лептитовой серии образуют на площади района полосу, вытянутую в северо-западном направлении, в виде остатка кровли синорогенных гранитов, которые интрудируют и интенсивно гранитизируют породы низов серии.

Из пород верхних частей лептитовой серии особо следует отметить наличие кордиеритсодержащих пятнистых сланцев, сложенных в основном кварцем, альбитом, кордиеритом, биотитом. Эти сланцы в контактах с гранитами ранней группы полностью перекристаллизованы и имеют роговиковую структуру. Химические анализы их приведены в табл. 14 (ан. 1 и 2).

Среди лептитов нижней части серии в районе преимущественно распространены натровые разности, хотя встречаются и калиевые и промежуточные, а также дацитовые и андезитовые типы. Химические анализы различных лептитов приведены в табл. 14.

В натровых лептитах района отмечается появление пироксеновых и роговообманковых разностей вдоль контактов со скарновыми телами. По-видимому,

пироксен этих пород обладает повышенным содержанием натрия [156]. Он распределяется, собираясь в различные скопления, иногда сопровождающиеся вкрапленностью магнетита.

В месторождениях района преобладают руды типа Стур, Алабама и «основные». Химические анализы их приведены в табл. 7. Геохимические особенности по трем пробам из месторождений Стур и Шэрстётен, по данным С. Ланденгрена (1948 г.), являются следующими. Содержание титана 0,01—0,04%; ванадия $<$0,001—0,003%; хрома от 0,01 до $<$0,001%; кобальта $<$0,001—0,003%; никеля $<$0,001—0,002%. Содержания некоторых других элементов: лития 0,0005—0,002%; магния 5—15%; бериллия $<$0,001—0,005%; бора $<$0,001—0,006%; молибдена $<$0,003%; вольфрама $<$0,01%.

Рудный район Норберг

Описание района приводится по работам [117; 108; 109; 110; 111; 112—114; 115], (П. Гейер, 1967 г.; Г. Сарап, 1957 г.). Исходя из общности ряда характерных особенностей в составе скарнов и оруденения месторождений, расположенных в полосе от Риддархюттана до Норберга и далее до Фолчерны (см. рис. 25), границы рудного района Норберг мы условно принимаем (для описания), объединяя указанные группы рудных полей. Последние составляют полосу протяженностью в 60 км, на юго-западе которой располагается группа Риддархюттан, сменяющаяся к северо-востоку группами Вэстанфурс и Норберг. Небольшая группа Фолчерна замыкает эту полосу с северо-востока.

В пределах рассматриваемой полосы преобладают собранные в складки породы лептитовой серии, ограниченные с запада и востока массами раннесвекофеннских гранитов. Более молодые граниты также представлены, однако в подчиненном развитии. Граниты восточного контакта полосы лептитов отличаются от развитых в западном ее контакте. Первые — довольно щелочные и кислые (Мик : Аб $\approx$ 1 : 1), но вдоль контакта с лептитами чисто альбитовые. Некоторые разности порфировых лептитов с трудом отличимы от гранитов. Граниты западного контакта микроклин-плагиоклазовые и содержат больше темноцветных. Если считать граниты района комагматами лептитов, то эти граниты соответствуют дацитовым лептитам. Тело их близко по форме к широкой согласной дайке. Выходы синорогенных гранитов наблюдаются нередко вблизи от скарново-рудных тел, а иногда (как в Лёвозен и др.) граниты непосредственно с ними контактируют.

В районе тесно ассоциируют три типа железных руд: кварц-полосчатые, скарновые и марганцево-железистые в карбонатных породах. Из общих особенностей оруденения отметим следующие: а) мелкие тела кварц-полосчатых руд имеются не только в калиевых, но и в натровых лептитах (Каллмора); б) сульфидные руды устойчиво выдерживаются пространственно в соседстве с гранитами восточного контакта.

Рассмотрим некоторые детали геологического строения центральной части рассматриваемой территории, в пределах группы месторождений участка Норберг [117]. Породы участка собраны в складки, вытянутые в северо-восточном направлении. На юго-востоке главная синклинальная складка сложена калиевыми лептитами, среди которых находятся все крупные месторождения кварц-полосчатых руд участка, имеются тела доломитов и часть скарновых железных руд, богатых магнием. Среди последних на северо-востоке располагаются месторождения Ос, Ёстанмосса и другие рудного поля Етбак. Северо-западнее эта полоса лептитов сменяется неправильным поясом натровых

лептитов, в котором заключены кордиерит-слюдяные сланцы, и располагается часть месторождений бедных марганцем скарновых и известняковых руд (Мальмчерра, Каллморберг и др.) с очень малым количеством кварц-полосчатых руд. Примерно в северо-западной половине лептитового пояса, соответствующей, по-видимому, стратиграфически верхней его части, карбонатные породы и руды полностью отсутствуют. Главная часть вулканических пород здесь — метадациты и метаандезиты с подчиненными калиевыми лептитами. Среди метадацитов встречаются разности, превращенные в темные кордиерит-слюдяные сланцы.

Эти же главнейшие особенности в соотношениях отдельных типов вулканитов и в распределении в них месторождений характерны и для всего выделенного рудного района. Слюдяные сланцы здесь характеризуются очень широким распространением в них кордиерита; иногда встречаются андалузит или турмалин. Сланцы (табл. 14, ан. 4) связаны с лептитами переходами и относятся [108, с. 308] к метасоматическим образованиям. Химические анализы двух образцов лептитов района приводятся в табл. 14 (ан. 5, 6).

По главным характеристикам скарново-магнетитовые руды района вполне соответствуют приведенным выше общим описаниям отдельных их типов, что позволяет ограничиться лишь некоторыми дополнительными характеристиками.

По мнению Гейера, скарново-рудные тела Норберга являются « ...типичными телами метасоматического замещения пластов известняка и доломита» [110, с. 153]. Это замечание существенно, так как, если Магнуссон основывает свои взгляды на происхождение скарновых руд Центральной Швеции главным образом на данных изучения им месторождений Персберга, то Гейер в своих выводах о пирометасоматической природе тех же месторождений опирается на особенности месторождений Норберга. Одной из таких особенностей является совмещенность в значительной части этих месторождений оруденения различного состава, в частности магнетитовых руд, боратовой, цериевой или сульфидной минерализации.

Пространственное распределение скарново-рудных тел в месторождениях района в большинстве случаев подчиняется отмеченным выше общим закономерностям: они располагаются в контактовых частях карбонатных пород с лептитами.

Среди скарнов наиболее распространены диопсид и амфиболы ряда тремолит — актинолит, значительны минералы группы гумита (в том числе норбергит в месторождениях Ёстанмосса, Йоханна, Южный Хакспик) и довольно часты флогопит и магнезиальный хлорит. Встречаются форстерит, шпинель, серпентин и тальк, из которых два последних могут достигать значительного развития (Шило, Хёйд, Толль, Кнутсбо). Андрадит отмечен в части месторождений, но лишь редко в значительных количествах; тесно с магнетитом он здесь не ассоциирует.

Из описаний Гейера [109; 115] следует, что в месторождениях со значительной цериевой минерализацией (Мальмчерра, Ёстанмосса, Йоханна, Южный Хакспик, Асп, Барк) преобладающая масса скарновых тел сложена тремолитом и гумитовыми минералами, тогда как в боратсодержащих господствуют минералы группы гумита и серпентин с флогопитом и подчиненными диопсидом и замещающим его тремолитом [80]. Магнетитовая руда богата ортитом, включающим зерна церита в волокнистой тремолитовой массе с реликтами диопсида и примесью хондродита. В руде присутствует вкрапленность сульфидов (халькопирит, пирит, редко молибденит и висмут) и изредка флюорита.

Месторождение Мальмчерра магнетитовое, оно во многих отношениях очень сходно с сульфидными фалунского типа. Лежачий бок его скарново-рудной зоны — натровый лептит. Магнетитовая руда содержит небольшое количество тремолита, местами пирит и халькопирит. Хондродит часто обилен в кальцифире непосредственно над рудной зоной. Цериевые минералы образуют полосу минерализации шириной до 0,5 м между рудой и зоной кальцифира. Магнуссон предполагает, что в данном месторождении магнезиальный метасоматоз с переработкой реакционно-скарновых руд был настолько силен, что от этих исходно седиментогенных руд не сохранилось никаких реликтов [144; 145].

Месторождения с боратовой минерализацией описаны нами ранее. Для них можно отметить лишь, что магнетитовое оруденение в них в основном сконцентрировано в хондродитовом скарне с пятнами светлого хлорита. Андрадит и диопсидовый скарн отмечены в отвалах месторождения Толль (район Пайн Майн). Два типа боратсодержащих рудных тел здесь различаются (по Гейеру) тем, что в одном случае доломиты замещены скарном и рудой нацело, а в другом — лишь частично.

Из взаимоотношений магнетита с другими минералами в скарновых рудах района отмечается отчетливо выраженное развитие его с замещением скарновых силикатов [112, с. 520], отношения же с цериевыми минералами довольно неопределенны. Магнетит, цериевая руда и хондродитовый скарн образовались без значительного перерыва во времени [109, с. 20]. В качестве общего явления отмечается, что во всех случаях совместного присутствия хондродита и магнетита первый оказывается более ранним (П. Гейер, 1925 г.)

Месторождения Северо-Востока Швеции

Эти месторождения немногочисленны, сосредоточены в основном в трех районах и в общем балансе скарновых руд Швеции имеют подчиненное значение. Их суммарные запасы, по-видимому, не превосходят 200 млн. т (Р. Фритш, 1967 г.).

Приведем следующие особенности геологического строения отдельных районов.

а. В районе Лос Хамра (округ Евлеборг) представлены два главных докембрийских комплекса. Древнейший из них состоит из супракрустальных пород и синорогенных гранитов; породы комплекса сильно складчаты, перекристаллизованы, частично мигматизированы, хотя в центральной части района степень метаморфизма их ниже (Т. Лундкист, 1968 г.). Породы более молодого, посторогенного комплекса — преобладающе риолитовые вулканиты с подчиненными более основными разностями и комагматичные с ними граниты, а также песчаники и конгломераты.

В районе имеются кварцсодержащие грюнерит-магнетитовые с первичной полосчатостью руды (тип Рисосен), переслаивающиеся с кварцитами, метавулканитами амфиболового состава и метааргиллитами.

Скарново-рудные тела месторождений Доасберъет, Пайясо, Киванхоберъет, Рисберъет располагаются приблизительно в одном километре от контакта с древними гранитами и состоят из тремолита, флогопита, форстерита (более или менее измененного в серпентин или хлорит) и магнетита, в широко меняющихся пропорциях. Кроме того, указываются диопсид, гумитовые минералы, эпидот и обыкновенная роговая обманка, а также вкрапленность пирита, халькопирита и пирротина. Ведущие в составе одной части магнетитовых руд—

форстерит с флогопитом, а в другой — тремолит с флогопитом, кальцитом и хлоритом. Магнетит развивается с замещением скарновых минералов, в частности диопсида.

б. Группа месторождений рудного поля Масугнсбюн (П. Гейер, 1929 г., 1931 г.) находится в 70 км к северо-востоку от Гелливары. Рудоносная зона располагается вдоль краевой части пояса пород лептитовой серии и граничит с двух сторон с гранитами. В составе лептитовой серии — лептиты, амфиболиты, доломиты, известняки и железные руды. Граничащие со скарново-рудными образованиями граниты различны по особенностям и возрасту. Гранит западной части сопровождается обильными согласными пегматитовыми телами; возраст его, по-видимому, позднесвекофеннский. Гранит восточной части относится к синорогенным.

В поясе Юносуанда скарново-рудные тела месторождения Вэхэваара и Вэливаара располагаются вдоль контакта доломитов и известняков с восточным гранитом.

Замещение доломита скарново-магнетитовой рудой вполне отчетливо. Силикатная часть руды сложена диопсидом, тремолитом и хондродитом, каждый из которых может преобладать, а также флогопитом и серпентином; иногда встречается флюорит; значительны пирит и пирротин.

Относительно наиболее изученными в регионе являются месторождения рудного поля Каунисваара (район Пайяла), в частности, сульфидно-магнетитовое месторождение Стура Сахаваара. Это месторождение представляет собой одно из серии подобных скарново-железорудных тел, расположенных в длинной узкой полосе северо-западнее Пайялы. Оно наиболее крупное. Исследовал его Лундберг [136]. Геология района изучалась также П. Гейером (1931 г.) и Т. Эриксоном (1954 г.). Вулканические породы лептитовой серии здесь почти полностью отрезаны от остальной массы пород этой серии телами интрузивных пород. На юго-востоке лептиты и лептитовые гнейсы в основном слюдяные и пронизаны многочисленными дайками гранитов и пегматитов с образованием жильных гнейсов.

Интрузивные породы района представлены сиенитовыми разностями как калишпатовыми, так и с некоторым количеством плагиоклаза ($Ан_{15-30}$). Содержание цветных минералов повышено (10—22%) — это диопсид-авгит, роговая обманка, биотит и др. Пертитовые граниты образуют переходы к сиениту, но чаще они независимы.

Петрологию района отличает широкая скаполитизация полевошпатовых пород вмещающего комплекса.

в. Рудное тело Стура Сахаваара залегает в общем согласно с вмещающими его породами лептитовой серии (рис. 37). Приведем краткую характеристику пород участка [136].

Кварциты и филлиты с переходными разностями подверглись гранитизации и граничат с графитовыми сланцами и «скарново-скаполитовыми» породами, в которых встречаются карбонатные тела мощностью в несколько дециметров. Графитовые сланцы соответствуют богатым графитом и сульфидами филлитам, которые сильно скаполитизированы. «Скарны» со скаполитом сложены главным образом светлым пироксеном или тремолитом и низкодвупреломляющим скаполитом. Исходными для этих пород считаются линзы богатых доломитом филлитов.

Доломиты образуют горизонт мощностью в 30—40 м среди филлитов и, кроме того, присутствуют во многих тонких пластах в филлитах и графитовых сланцах. Мощный горизонт замещен магнетитом и скарном лишь частично,

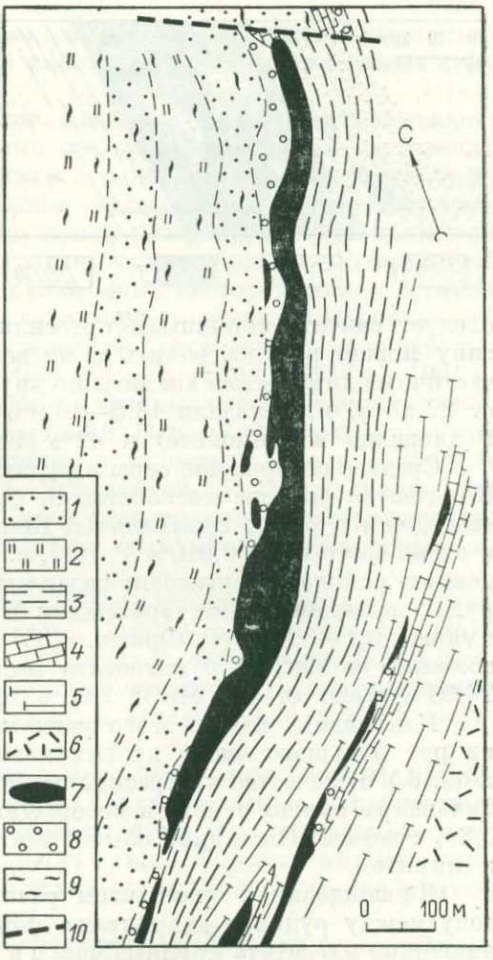


Рис. 37. Геологическая карта месторождения Стура Сахаваара [136].

1 — кварциты; *2* — кварцит-филлиты; *3* — графитовые сланцы, скарн-скаполитовые породы; *4* — доломиты; *5* — филлиты; *6* — вулканитовые зеленые сланцы; *7* — железные руды; *8* — скарны: *9* — гранитизация; *10* — нарушения

и скарново-рудное тело по простиранию к северу сменяется доломитами. На участке месторождения остатки доломитов (≈20% MgO) переведены в кальцифиры, которые постоянно содержат небольшие количества скарновых минералов. Туфы и туффиты восточной части площади частично метаморфизованы до амфиболитов и нередко скаполитизированы, как и дайки метадиабазов.

Рудное тело таблитчатой формы залегает согласно с вмещающими породами. Длина его 1300 м, средняя мощность у поверхности 40 м. Глубина распространения увеличивается к северу и достигает 750 м в профиле, за которым тело не изучено. Запасы руды оцениваются в 100 млн. т. Зона скарна, в которой руда выклинивается к югу, прослеживается по простиранию еще свыше 1 км.

В месторождении выделяются два типа оруденения: бедное в диопсид-тремолитовом скарне и богатое в серпентиновых породах с форстеритом и флогопитом. Рудный материал представлен магнетитом (гематита не найдено). Руда в общем массивна. Скарновые минералы в магнетитовой массе распределяются однообразно в виде пятен, узлов, скоплений и жилок, редко отчетлива полосчатость. Магнетит включает или сечет зерна диопсида и тремолита, как явно более поздний минерал. На полосчатости руд Лундберг останавливается особо, указывая, что она обычно встречается в богатых флогопитом разностях. По его мнению [136, с. 36], полосчатые структуры, вероятно, первоначально осадочные. Однако на этом основании нет необходимости заключать об осадочном происхождении самой руды. Структуры могли наследоваться от стратифицированных карбонатных образований, главная часть которых замещена магнетитом и скарном, что имело место в других случаях — В. Холсер (1950 г.) и Гейер [122].

Безрудные скарны составляют около 20% и располагаются преимущественно в висячем боку, включая небольшие магнетитовые обособления. Взаимоотношения руды и скарнов хорошо видны на рис. 38.

Частично пересчитанные химические анализы руд месторождения, приведенные для значительных по длине секций двух керновых проб (соответственно 40,5 и 49,0 м), помещены на диаграммах рис. 7—10. Данные руды

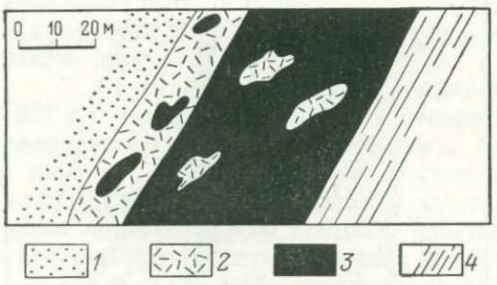


Рис. 38. Отношения руды и скарнов в поперечном сечении контакта месторождения Стура Сахаваара [136].

1 — кварцит; *2* — скарн; *3* — железная руда; *4* — графитовый сланец

следует считать типичными ортосиликатными (см. табл. 6). Эту характеристику можно распространить и на всю массу руд месторождения, поскольку частичные химические анализы по другим секционным пробам, имеющим длину от 22 до 81 м, показали 13,5—16,9% MgO, 0,6—2,6% CaO (главным образом в диопсиде и тремолите) и 41% Fe (растворимого).

Среднее содержание серы в рудах месторождения 2,5% (4,9% пирротина). Количество фосфора колеблется от 0,021 до 0,136% (в среднем 0,072%), т. е. выше, чем в рудах Центральной Швеции, где оно редко превосходит 0,020% и очень часто ниже 0,010% P [117, с. 117]. Можно отметить, что и в месторождениях района Масугнсбюн содержание фосфора в скарновых магнетитовых рудах повышено: в месторождении Вуома 0,1% (П. Гейер, 1929 г.), а в Каркхуярви 0,1—0,8% (Р. Фритш, 1967 г.). За вычетом примесей (серпентина, доломита и $MgCO_3$) в магнетите месторождения установлено 68,89% Fe_2O_3; 26,93% FeO; 0,14% MnO; 2,60% MgO; 0,44% Al_2O_3.

Как видим, состав этого магнетита весьма близок к составу магнетитов из руд большого числа других магнезиальноскарновых месторождений (см. табл. 6.). В качестве интересной особенности состава руд месторождения Стура Сахаваара нужно отметить содержание в них (по секционным пробам) 0,6—0,8% графита. Последний обычен также в серпентиновых массах с пирротином и пиритом.

Диопсидовые с тремолитом разности скарнов преимущественно слагают зону между рудой и кварцитами висячего бока, но появляются также и как лишенные магнетита крупные массы в руде. Соотношение диопсида и тремолита в этих скарнах обычно около 1 : 1; магнетит и флогопит в них редки. Главная часть диопсида крупнокристаллическая. Текстура скарна изометрически гранулярная, иногда крупно призматически-радиальная. Диопсид является почти безглиноземистым (см. табл. 16, ан. 6). Серпентин в руде представлен в псевдоморфозах, жилках и неправильных обособлениях.

Химические анализы серпентина, тремолита и флогопита из скарнов месторождения приведены в табл. 16 (ан. 9; 7 и 8). Обсуждаемые месторождения Северной Швеции П. Гейер (1931 г., с. 220) относит к контактово-метасоматическим. При этом возможное участие молодых гранитов в формировании этих месторождений обоснованно отрицается.

Таким образом, все основные признаки магнезиальноскарнового месторождения в Стура Сахаваара установлены в полной мере. В то же время оно обнаруживает большое сходство с многочисленными месторождениями Центральной Швеции. Это сходство охватывает общую геологическую позицию, связи с доломитами и древними гранитами, четко метасоматический характер скарнов и заключенного в них магнетита, минеральный и химический состав скарнов, руд и магнетита и другие особенности. Одновременно вся эта группа

месторождений в главных чертах весьма сходна с остальными известными магнезиальноскарновыми железорудными месторождениями в различных странах.

Поскольку, однако, при этом многие шведские геологи высказываются в пользу происхождения изучавшихся ими месторождений путем магнезиального метасоматоза, якобы преобразовавшего первичноосадочные и метаморфизованные «реакционно-скарновые» железные руды, необходимо рассмотреть здесь их основные доводы, в том числе и явления, объединяемые ими под названием магнезиального метасоматоза. Учитывая, что наиболее ярко последний проявился (или лучше изучен) именно в сульфидных месторождениях региона, остановимся сначала коротко на общей характеристике этих месторождений.

Месторождения с сульфидным оруденением рассмотрены по работам: [112; 114; 115; 116; 142; 143; 153; 154; 155; 80], (П. Гейер, 1917 г., 1921 г., 1958 г., 1965 г.; Н. Магнуссон, 1930 г.). Среди сульфидных месторождений региона выделяются два типа: фалунский и оммебергский. Первый из них связан с процессами скарнообразования и последующими изменениями, которые обусловлены синорогенными гранитами. Второй, близкий по существу, связывается уже с посторогенным гранитом. Ниже речь идет только о месторождениях фалунского типа, причем без рассмотрения деталей послескарновых явлений.

Месторождения фалунского типа большинство шведских геологов связывают с процессом магнезиального метасоматоза, проявившимся в породах лептитовой серии. Как правило, детритовые осадки верхней части последней не несут месторождений сульфидных руд. Главные месторождения рассматриваемого типа сосредоточены в группе Сала — Фалун, в северной и западной частях Центральной Швеции (см. рис. 25).

Сульфидная минерализация проявлена в полосе, тянущейся от Фалуна к югу до Льюснарсберга и Риддархюттана. Здесь железные руды местами импрегнированы сульфидами и сопровождаются теми же изменениями, что и вокруг сульфидных концентраций фалунского типа. Хорошие примеры этого имеются в Столлберг — Свартберге и в Вэстер — Сильвберге, также в Льюснарсберге [142].

В отличие от большинства скарново-магнетитовых месторождений региона, лептиты в сульфидных месторождениях часто являются калиевыми и промежуточными (с плагиоклазом). Интрузивные породы синорогенной группы представлены здесь теми же гранитами, кварцевыми диоритами и диоритами. Кроме них в ряде месторождений присутствуют посторогенные граниты и их пегматиты.

Большинство обсуждаемых месторождений залегает в чистых доломитах или известняках (П. Гейер, 1958 г.) и обладает всеми признаками скарновых (пирометасоматических) [127, с. 220]. Как уже говорилось, доломиты некоторых из этих месторождений принимаются возникшими с замещением известняков в процессе магнезиального метасоматоза. О связи преобразования известняка в доломит с процессами образования скарнов и сульфидных руд Магнуссон высказывается вполне определенно [143, с. 32 и др.]. Гейер же говорит о существовании проблемы: возник ли доломит задолго до сульфидной минерализации и с ней не связан или его появление — лишь фаза того же (рудообразовательного) процесса? По мнению Гейера, о генезисе этих доломитов мало что известно. Ясно лишь, что они существовали к моменту осаждения сульфидов и сопровождающих их силикатов, в том числе гумитовых минералов, после образования которых порода становилась уже кальцитовой.

Формы скарново-рудных тел в карбонатных породах — неправильные и секущие тела замещения, иногда штокообразные (Колвбакен), также вытянутые вдоль контактов с лептитами. Минеральный состав руд следующий: наиболее обычны и вместе с сульфидами замещают доломиты — диопсид, амфиболы, флогопит, гумитовые минералы, форстерит, серпентин, кальцит; во многих месторождениях добавляется флюорит. Отдельные из перечисленных минералов могут преобладать, появляясь в различных сочетаниях. Отмечаются, в частности, флогопитовые скарны с актинолитом, диопсидом в Лахель (Лонгбан). Об андрадите в составе руд сообщается, что он необычен, хотя известны месторождения, в которых имеются андрадит-флюоритовые породы с соотношением этих минералов 1 : 1 и с структурно доказываемой одновременностью их образования (П. Гейер, 1958 г.).

Характеризуя состав амфиболов пород, вмещающих оруденение, Гейер, пишет, что большая часть актинолита развивается по пироксену, но не образует самостоятельных тел, располагаясь около контактов с лептитами. Тремолит наиболее обычен; за ним идут актинолит и антофиллит, роговая обманка и куммингтонит [113]. Тремолит встречается в качестве главного силиката в некоторых скарновых телах умеренных размеров вместе с флогопитом и форстеритом. В этих скарновых и заместивших их силикатных массах распространены остатки кальцифиров. В определенной же их части — именно в антофиллитовых и куммингтонитовых породах — встречаются остатки рудных кварцитов, а в отдельных месторождениях — и кварц-полосчатых железных руд. Несомненное замещение рудных кварцитов антофиллит-куммингтонитовыми породами с полной определенностью устанавливает более поздний возраст этих «скарнов» по отношению к вторичным кварцитам, а остатки кварц-полосчатых железных руд указывают на возможный источник кремнезема для образования «рудных кварцитов» региона.

В месторождении Сала отчетливо видно, что чем больше замещенность доломита вмещающими оруденение силикатными массами, тем богаче руды [153]. Галенит особенно часто (как в Коберг) сопровождается гумитовыми минералами. Как отмечено в некоторых месторождениях (Лахель), появление сульфидов в скарново-железной руде часто сопровождается обильным кварцем (Н. Магнуссон, 1930 г.).

В большинстве месторождений оруденение в скарнах и в карбонатных породах происходит параллельно с интенсивным преобразованием лептитов. Между скарново-рудными массами и лептитами развиваются скёлы. В тех случаях, когда оруденение появляется и в измененных лептитах, скёлы также рудоносны. Зоны скёл часто соединяют или разделяют отдельные рудные тела, опоясывая их. Они могут отходить от их контактов по трещинам в лептиты. Часто выклинивание и исчезновение скёл происходит вместе с исчезновением руды.

Изменения лептитов около скарново-рудных тел за пределами скёл выражены в наличии как кордиерит-слюдяных сланцев, так и рудных кварцитов. Последние обычно содержат сульфидную минерализацию.

Гейер отмечает [116], что хотя в поясе между Риддархюттаном и Норбергом слюдяные сланцы широко развиты и изредка переходят в кварциты, однако последние не содержат никакой сульфидной минерализации, которая, как и скёлы, развивается лишь в благоприятных тектонических условиях.

Некоторые вопросы генезиса месторождений Швеции и проблема магнезиального метасоматоза

Обращаясь к группе вопросов, связанных с генезисом рассмотренных шведских месторождений, необходимо отметить, что автор ставит перед собой лишь ограниченную задачу: показать имеющиеся несоответствия части фактов, приводимых в работах шведских геологов, основным положениям генетических построений последних. Схема этих построений, изложенная Магнуссоном в ряде его работ и, в частности, в последней сводке [145], рисуется следующей.

Сложная слоистая толща джеспилитов, карбонатных пород различного состава, риолитовых и иных лав и туфов подверглась региональному прогреву и воздействию богатых магнием растворов, отщепившихся на глубине от гранитной магмы и продвигавшихся впереди нее в условиях главной фазы орогенеза. Результатом происшедших реакций явилось образование магнетитовых реакционно-скарновых руд (реминерализацией без существенного добавления материала) и их преобразование в богатые магнием «основные» и магнезиально-метасоматические скарновые руды (с выносом кальция). В это же время образовались зоны слюды и роговой обманки на контактах лептитов со скарнами путем обмена материалом.

Процесс магнезиального метасоматоза носил региональный характер, но проявился неравномерно. В местах, где он был интенсивным, выделился дополнительный магнетит и образовались сингенетичные с ним сульфидные концентрации. Внедрение посторогенных гранитов в условиях погружения комплекса вызвало метаморфизм скарновых руд, карбонатных пород и лептитов и образование новых скарнов и некоторой части магнетитового, сульфидного, шеелитового и другого оруденения. Метаморфизующее воздействие готианских гранитов было значительно более ограниченным и не внесло принципиальных изменений в особенности состава и строения месторождений.

Главными, на наш взгляд, положениями, противоречащими изложенной схеме, являются следующие.

1. В образовании рудовмещающих скарнов участвовали доломиты, которые при воздействии на них растворов, вызывающих гранитизацию (магматическое замещение) пород, закономерно и неизбежно превращаются в магнезиальные скарны с образованием характерной совокупности (колонки) метасоматических зон.

Даже при отсутствии специальных наблюдений описания магнезиальных скарнов шведскими геологами позволяют установить в разрезах месторождений несомненное наличие типичной метасоматической колонки магматического этапа, строение и состав которой соответствуют существующим во всех магнезиальноскарновых месторождениях.

Флогопитовые и хондродитовые породы относятся уже к послемагматическим преобразованным магнезиальным скарнам [79], а волокнистые и лучистые тремолитовые, антофиллитовые и тальковые, также серпентиновые породы — к апоскарновым образованиям стадии кислотного выщелачивания. Со всей определенностью на это указывает распространенность во всех из них реликтов минералов магнезиальных скарнов, появление кварца и флюорита, богатство фтором амфиболов и др.

Поскольку часть доломитовых тел сохранилась нескарнированной, имелась возможность возникновения магнезиальных скарнов и в связи с интрузиями позднесвекофеннских и готианских гранитов. Соответствующее

расчленение по возрасту для ортосиликатных и метасиликатных, богатых магнием скарнов в месторождениях региона не произведено.

Чистые кальцитовые известняки в регионе не реагировали с трансмагматическими и послемагматическими растворами синорогенных гранитов. Отсутствие в них скарнов невольно обращает внимание даже на геологических картах (см. рис. 28).

2. Магнезиальные скарны железорудных месторождений всегда — инфильтрационные образования. Именно такими они выступают и в описаниях шведских геологов, что особенно наглядно в жильных массах в крупных телах доломитов. Форстеритовые скарны нельзя представить образующимися в качестве метаморфических пород на месте доломитов, переслаивавшихся с кварц-полосчатыми рудами так же, как и метасоматическими образованиями на месте гранатовых с пироксеном скарнов, поскольку последнее потребовало бы выноса больших количеств кальция и кремнезема одновременно. На эти обстоятельства Гейер [109] обращал внимание Магнуссона, отстаивая невозможность образования рудных масс магнетита за счет замещения железистых силикатов скарна магнезиальными силикатами. По его мнению, существовал привнос железа. Одновременно Гейер справедливо подчеркнул наличие андрадит-диопсидового скарна и среди скарнов боратовых месторождений Швеции и многих других регионов. Он отмечал также [112, с. 517], что боратовая минерализация в общепризнанных скарновых месторождениях встречается не часто, однако и без боратов все эти скарновые месторождения обладают весьма характерными минеральными ассоциациями, ярко представленными и в шведских месторождениях. На эти замечания Гейера Магнуссон ответил [143]: он согласился бы с Гейером в вопросе о генезисе боратовых месторождений, если бы они располагались в контактах с гранитами, а не находились вместе с «реакционными» и «магнезиально-метасоматическими» скарнами.

Слабость данного аргумента Магнуссона очевидна, если принять во внимание условия нахождения месторождений боратов в магнезиальных скарнах среди докембрийских гнейсовых комплексов других регионов. Как известно [73, 80], скарново-рудные массы смешанных людвигит-магнетитовых руд и чистых боратовых (суанитовых и апосуанитовых, ссайбелитовых) располагаются вне контактов с локальными интрузивными массами в доломитовых мраморах среди мигматизированных гнейсов.

3. Как и в других регионах безволластонитовой фации глубинности, только магнезиальные разности известняков преобразованы в скарны. В месторождениях Алдана и Адирондака такие скарны сложены пироксеном промежуточной железистости и андрадитом. Время образования их не вполне ясно. Не исключается появление их в магматическом этапе, однако полностью аналогичного состава скарны на месте пород гнейсового комплекса принадлежат к послемагматическим (см. выше). Промышленное магнетитовое оруденение в этих скарнах не известно.

В месторождениях Швеции скарновое замещение лептитов распространено в контактах со скарнами гранат-пироксенового состава, и кроме обильных жил таких скарнов в лептитах [117, с. 186], отмечаются [154] изолированные остатки лептитов в скарновых телах различного состава, в том числе в малаколитовых скарнах с рудой (как на горизонте 140 м месторождения Стур в Персберге и др.). К скарнам этой группы (апоалюмосиликатным) следует отнести и ту часть пироксеновых скарнов, которая распространена, например, в Льюснарсберге и для которой [144, с. 49] характерно присутствие переменных количеств роговой обманки. Безгранатовая часть этих скарнов по минеральному

составу, продуктам замещения (роговая обманка, биотит) и по геологическому положению подобна пироксеновым скарнам по гнейсам в месторождениях Алдана и Адирондака, которые при их оруденении замещаются роговой обманкой и железистым флогопитом.

Некоторые особенности минерального и химического состава и геологического положения пироксен-гранатовых скарнов не могут быть объяснены с позиций представления об образовании их как реакционных. Из описаний шведских геологов необходимо заключить, что в месторождениях региона существуют пироксен-гранатовые скарны нескольких типов: а) на месте нечистых известняков (скарны двух этапов метаморфизма); б) на месте тонких переслоев карбонатных пород с лептитами и джеспилитами (скарноидная часть прогрессивного этапа); в) на месте магнезиальных скарнов, порожденных гранитами трех возрастов (инфильтрационные, связанные с посторогенными и готианскими гранитами). К этим разностям следует добавить пироксеновые скарны («малаколитовые») без граната [1], замещающие значительные массы лептитов (также двух этапов метаморфизма).

4. В восточной части синклинали Столлберг, сложенной сланцами и граувакками свиты грютхюттан и богатыми марганцем рудами, этаж с кварц-полосчатыми железными рудами отсутствует. Вместо него здесь находится (длиной почти 20 км) «известняк-доломитовое» тело на границе между калиевыми лептитами верхов разреза и натровыми лептитами его низов. Между карбонатными породами и крупным интрузивом синорогенных гранитов (см. рис. 27) имеется множество месторождений скарновых железных руд. Среди них представлены типы, богатые как кальцием, так и магнием, а также переходные между ними. Около лептитов скарн богат глиноземом (в нем роговая обманка, эпидот и биотит). Имеются скёлы с обильным биотитом и хлоритом. Руды, богатые магнием, сложены тальком, серпентином, слюдой, тремолитом. Более редко встречаются антофиллит и остатки форстерита и хондродита в серпентине.

По обе стороны большого тела карбонатных пород лептиты изменены до кордиерит- и жедритсодержащих разностей, типичных для магнезиального метасоматоза. Скарновые минералы, богатые кальцием, изменены до минералов, богатых магнием [145, с. 62]. Однако С. Хьелмквист (1944 г.) подчеркивает, что к востоку от полосы карбонатных пород сильные проявления магнезиального метасоматоза редки, и минералы, богатые магнием, получили его из доломитов. Кварцсодержащие скарновые руды и кварц-полосчатые их разности в районе не найдены.

Таким образом, и в отсутствие кварц-полосчатых руд (с участием которых должны были формироваться реакционные рудоносные скарны) в районе имеются характерные скарново-железорудные месторождения как богатые кальцием, так и ортосиликатные и другие, богатые магнием. В дополнение отметим, что и в нижних частях разреза лептитовой серии юго-восточной части площади рудного поля Персберг, где наиболее обильны доломиты, развиты исключительно скарновые руды (в северо-западной части этого рудного поля они главенствуют). Кварц-полосчатые руды, залегающие значительно выше стратиграфически, здесь не известны. Скарновые же руды образуют переходы к карбонатным породам и среди них встречаются и разности богатых кальцием скарнов, детали взаимоотношений которых с магнезиальными («основными») недостаточно изучены и освещены.

[1] Гранат мог в них появиться под воздействием постмагматических растворов более молодых гранитов.

5. Обсуждая геологическую концепцию Магнуссона, П. Гейер (1925 г.) предлагает ему объяснить: почему скарновые руды Персберга встречаются исключительно по периферии тел карбонатных пород и чаще в мощных штоках последних, а также причины абсолютно преобладающей гомогенности скарново-рудной массы. Он убедительно показывает развитие диопсида по карбонатной породе, а не как реакционно-скарнового минерала, и подчеркивает как важную особенность метасоматических богатых магнием руд развитие в них магнетита с замещением пироксена, что исключает образование этих руд путем метаморфизма ранних (реакционных) руд [112, с. 521]. О таком именно положении магнетита в скарнах региона писали, как уже говорилось, и другие геологи [154, 136]. Ограничимся здесь сказанным и рассмотрим ту часть несоответствий, которая связана с характеристикой явлений, объединяемых шведскими геологами под названием продуктов регионального магнезиального метасоматоза.

Изучение шведскими геологами околорудных изменений в сульфидных и железорудных месторождениях региона выявило в качестве главной особенности минералов, сопровождающих оруденение в большей части скарновых месторождений, их магнезиальный и железисто-магнезиальный состав, а в некоторой части и богатство их глиноземом. Высокие содержания магния в околорудных и вмещающих оруденение породах вместе с метасоматическим характером последних привели к представлению об особой роли магнезиального метасоматоза в образовании месторождений региона.

Одновременно выяснилось, что слюдяные сланцы с кордиеритом появляются не только в периферических частях скарново-рудных тел, где изменения привели к появлению рудных кварцитов, но встречаются и на значительных площадях без видимых кварцитов или оруденения (как в Риддархюттане). Возникло представление о региональном характере магнезиального метасоматоза. Распространению такого взгляда содействовало то обстоятельство, что «скарново-железные руды в доломитах и известняках, как пишет Магнуссон, часто содержат скарновые минералы, более богатые магнием, чем в обычных реакционных скарнах, и включают чистый диопсид, тремолит, гумитовые минералы и офикальциты» [145, с. 79].

Проблема магнезиального метасоматоза в месторождениях Центральной Швеции в настоящее время объединяет различные, как нам представляется, процессы и их результаты, а именно: 1) процесс образования доломитов; 2) формирование магнезиальных и иных скарнов; 3) образование кордиеритсодержащих и других слюдяных кристаллических сланцев и гнейсов в составе лептитовой серии и 4) процессы околорудных изменений перечисленных пород и самих лептитов. В соответствии с этим явления магнезиального метасоматоза в регионе необходимо рассмотреть по четырем группам пород.

Значительные затруднения в отыскании источников громадных количеств магния, необходимых для образования совокупности силикатных пород, относимых к продуктам магнезиального метасоматоза, очень ярко выступают в одной из статей Гейера. Эти затруднения особенно подчеркиваются оговоркой данного исследователя о том, что приводимые им в качестве аналогичных по привносу магния явления очень широкой доломитизации известняков в некоторых регионах (Сардиния, Невада) в понимании изучавшего их Д. Хьюетта (1928 г., 1931 г.) не могут быть связаны с магматическими источниками. С. Хьелмквист (1944 г.) для месторождений района Смедьёбакен (Норрберке) и Шёгрен для района Персберга [154] принимают, что большинство магнезиальных минералов скарнов и измененных лептитов получили этот магний из доломитов, а Магнуссон все проявления магнезиального метасоматоза в регионе связывает с гра-

нитизирующими растворами, обогатившимися магнием на глубине за счет ассимиляции доломитов [145, с. 95 и 100].

Поскольку в условиях региональной интенсивной гранитизации пород нижней лептитовой серии воздействие трансмагматических растворов на доломиты закономерно должно было приводить к образованию магнезиальных скарнов, из рассмотрения в качестве образований, обусловленных региональным магнезиальным метасоматозом, необходимо исключить как сами доломиты, так и возникшие на их месте шпинель-форстеритовые и шпинель-диопсидовые магнезиальные скарны магматического этапа. Вместе с последними нужно исключить и продукты их преобразования и замещения, сложенные флогопитом, гумитовыми минералами, кальциевыми и бескальциевыми амфиболами, серпентином, хлоритом и тальком. Магний для формирования их явным образом заимствуется из магнезиальных скарнов, т. е. в конечном счете из исходных доломитов.

В качестве контактово-реакционных (диффузионных и отчасти инфильтрационных) образований из специального рассмотрения могут быть исключены и скёлы, поскольку источники магния для образования этих пород по обе стороны контактов магнезиальных скарнов и лептитов достаточно очевидны.

Обратимся к продуктам магнезиального метасоматоза в самих лептитах и кварц-полосчатых и реакционно-скарновых рудах.

Заключенные среди различного состава лептитов содержащие кордиерит породы (с антофиллитом, жедритом, слюдами, полевыми шпатами и другими минералами) шведские геологи рассматривают как частично метасоматически-измененные лептиты. Основания для этого они видят в несоответствии химического и минерального составов этих пород продуктам метаморфизма чистых риолитовых и кварц-кератофировых туфов и лав, а также в структурно-текстурных особенностях кордиеритсодержащих пород, о которых идет речь. При этом сравнительно немногочисленные случаи пересечения лептитов жилками кордиерит-антофиллитовых и кордиерит-жедритовых пород вблизи скарново-рудных тел (см. выше) расцениваются как безусловное доказательство метасоматического происхождения сходных ассоциаций минералов и во всей остальной части кристаллических сланцев низов лептитовой серии. Исходя из таких представлений, шведские геологи рассматривают все изменения вмещающих пород около скарново-рудных тел и ряд особенностей минерального состава последних как частный (локальный) результат регионального магнезиального метасоматоза.

Различные изменения лептитов, которые шведскими геологами связываются с магнезиальным метасоматозом, следует, как нам кажется, разделять на более или менее локальные, имеющие видимую пространственную и ясную генетическую связь со скарново-рудными телами и не имеющие такой связи. Для тех и других образований фактические характеристики требуют рассмотрения со стороны возраста этих образований (по отношению к гранитам, скарнам и заключенному в них оруденению) и особенностей минеральных ассоциаций различных групп, а также имеющейся пространственной связи их с гранитами и рудными месторождениями.

Остановимся вначале на той части кордиеритсодержащих пород низов лептитовой серии, которая в описаниях шведских геологов предстает не имеющей локальной связи с рудными (магнетитовыми и сульфидными) месторождениями. Главными из имеющихся характеристик здесь могут служить следующие.

По данным Шёгрена и др. [156], в рудном поле Персберга кордиерит является очень широко распространенным минералом натровых лептитов. Он обычен в округлых нодулях и в пятнах. Местами, как на западе Бертилсвика (Персберг), выражена тенденция переслаивания светлых типичных натровых лептитов с более темными слоями, богатыми кордиеритом. Лептитовая часть здесь аналогична остальной массе этих пород и сложена кварцем и альбитом ($Пл_7$) с небольшим количеством биотита, а также мусковита, который вне этих условий в Персберге очень редок. Химический анализ образца таких лептитов приведен в табл. 14 (ан. 3). Магнуссон, характеризуя натровые с фенокристами альбита лептиты данного рудного поля, указывает что кордиерит, жедрит и куммингтонит связаны в них с основной массой [137, с. 126], и рассматривает эти породы в качестве метасоматических производных лептитов.

Внедрение гранитов в кордиеритсодержащие слюдяные сланцы описывает Гейер [108]. Фрагменты (обломки) этих сланцев с необычно крупнозернистой структурой встречаются местами в граните вблизи контакта. Гранит состоит из альбита ($Ан_{10}$) и кварца с небольшим количеством биотита и мусковита. Такого рода взаимоотношения гранитов с кордиеритсодержащими лептитами наблюдаются и в других местах [116]. Для района Риддархюттан отметим, что кордиеритсодержащие слюдяные сланцы здесь имеют наибольшее развитие, и именно на примере сланцев этого района Гейер произвел подсчеты количеств «привнесенного» в лептиты магния в предполагаемом им процессе магнезиального метасоматоза.

Минеральный состав сланцев, о которых идет речь, включает кварц, биотит и мусковит, часто (но не всегда) кордиерит и иногда андалузит и турмалин. Породы ясно полосчаты. Кордиерит представлен обычно крупными овалоидами, в которых заключены зерна кварца и слюды. В шлифах гранатсодержащих кварцитов участков Пелле и Корпхютте отмечен хлоритоид. Химический анализ слюдяного сланца Риддархюттана приведен в табл. 14 (ан. 4).

На геологической карте района выделяется мощная пачка обсуждаемых кордиерит-слюдяных сланцев, залегающих в кварц-порфировых калиевых лептитах. Лишь очень небольшая часть железорудных месторождений района (в том числе скарновых) располагается в сланцах, основная же масса их находится в нормальных калиевых лептитах.

Рассматривая соотношения лептитов и слюдяных сланцев, Гейер отмечает следующее [108, с. 24, 25]. В обнажениях на юге оз. Халмшёнс можно наблюдать немногочисленные мелкие полоски двуслюдяного бескордиеритового сланца в лептитах с непрерывными узкими переходными зонами. В пределах этих зон размеры зернистости лептита увеличиваются, появляется мусковит, постепенно полевой шпат исчезает, и лептит переходит в грубый слюдяной сланец. На границах более крупных полей слюдяного сланца и лептита аналогичные переходы также постоянны. Местами в какой-либо части бесполевошпатового слюдяного сланца появляется кордиерит. Ширина таких переходных зон составляет 10 м и иногда более. В одной из них не содержащая кордиерит, возможно, частично еще полевошпатовая переходная порода заключает многочисленные в основном резко ограниченные, угловатые или округлые гнезда чисто калиевого лептита. Эти включения имеют размеры от 2 см до 1 м и более в длину и лежат то редко, то вплотную, скапливаясь, делая поверхность породы бугристой. Когда включения имеют округлую форму, порода напоминает конгломерат, в других случаях они совершенно угловаты, подобно расчлененным на куски пластам лептита. Сведения о наличии смены слюдяных сланцев в обе стороны по их простиранию лептитами или иного состава не-

измененными породами и о характере контактов в таких местах отсутствуют.

На основании приведенных данных Гейер заключает [102, с. 25], что слюдяные сланцы представляют собой продукты изменения лептитов с привносом около 2,5 вес. % MgO [114]. Источник магния он принимает магматогенным. При этом высказывается положение, согласно которому складчатость, гранитная интрузия и изменения лептитов тесно связаны во времени [115, с. 104].

В поясе лептитов между Риддархюттаном и Норбергом. как отмечает Гейер, слюдяные сланцы изредка переходят в кварциты, не содержащие сульфидов. Аналогичное обстоятельство отмечается им и в отношении тех крупных тел кордиерит-слюдяных сланцев, о которых говорится, что они могут (как в Фалуне) составлять внешние ореолы рудных районов (П. Гейер, 1923 г.).

Таким образом, устанавливается отсутствие пространственной связи между железорудными месторождениями и кордиеритовыми и антофиллитовыми лептитами и слюдяными сланцами в районах широкого площадного развития последних. В частности, на геологических картах районов Норберг и Лудвика (см. рис. 27) сказанное выступает вполне отчетливо. Месторождения концентрируются в обычных лептитах, изменения которых магнезиальным метасоматозом, если они имеются, ограничены прилежащими к месторождениям частями, а не в кордиеритсодержащих или слюдяных их разностях, развитых на значительных площадях. Поскольку же одновременно месторождения четко тяготеют к зонам контактов с гранитами, эти зоны оказываются местами как бы наименьших изменений лептитов растворами, которые связываются с данными гранитами. Магнуссон объясняет это явление тем, что магнезиальный метасоматоз производился растворами, образовавшимися на глубине и непосредственно с гранитами не связанными [145, с. 100]. На многих картах, приведенных в его работе, хорошо видно, кроме того, что тела кордиеритовых и слюдяных сланцев в структурном и стратиграфическом отношениях залегают аналогично с телами метаосадочных пород (гранатовых и андалузитовых сланцев и граувакк).

Среди существенных, на наш взгляд, особенностей геологического положения кордиерит-слюдяных сланцев должно быть отмечено еще и следующее обстоятельство. Некоторые скарново-железорудные и часть сульфидных месторождений региона располагаются в лептитах, которые вблизи скарново-рудных тел локально метасоматически преобразованы с появлением на их месте эндоскарнов, скёл, рудных кварцитов, однако без кордиерит-слюдяных сланцев поблизости. В этих случаях в лептитах имеются рассеянные пятна кордиерита. В других, совершенно аналогичных по составу и строению месторождениях породами, вмещающими скарново-рудные тела, являются не лептиты, а краевые части занимающих большие площади кордиерит-слюдяных сланцев, и рудные кварциты и сопровождающие их другие метасоматические породы, известные в регионе в качестве продуктов замещения лептитов, развиваются здесь с замещением кордиерит-слюдяных сланцев. Очевидно, последние в таких случаях (как в Северном Бастнезе) выступают в положении пород, образовавшихся по крайней мере до начала кислотного выщелачивания и отложения сульфидов.

Обрисованные выше взаимоотношения кордиеритсодержащих сланцев (и лептитов) с другими породами, вмещающими скарново-рудные тела, и с самими этими телами свидетельствуют, как нам кажется, не в пользу метасоматического происхождения кордиерит-слюдяных сланцев, слагающих большие площади и не имеющих видимой локальной пространственной связи со

скарново-рудными месторождениями. Вместе с тем кордиерит-жедрит-антофиллитсодержащие рудные кварциты и кордиерит-слюдяные сланцы, образующие четкие контактовые ореолы около скарново-рудных тел среди лептитов, в регионе распространены почти исключительно около магнезиальноскарновой части последних, в том числе сохранившей остатки доломита или офикальцита. Это обстоятельство непосредственно говорит о роли магнезиальных скарнов и доломитов в контактово-метасоматическом процессе образования кварцитов и слюдяных сланцев и исключает необходимость предполагать (как это делает Магнуссон) обогащение растворов магнием на глубине за счет тех же доломитов.

Приведенными фактическими данными шведских геологов практически исчерпывается основная часть характеристик кордиерит-слюдяных сланцев и обоснования отнесения крупных масс этих пород к продуктам магнезиального метасоматоза. Определенный интерес в связи с этим приобретают характеристики аналогичных пород на юго-западе Финляндии (районы Ориярви, Киско и др.), которые заключены в работах финских геологов, в том числе и тех из них, кто отвергает идею регионального магнезиального метасоматоза [158; 159; 146].

Как известно, Эскола рассматривал многоминеральные кордиерит-антофиллитовые с плагиоклазом, биотитом и кварцем и кордиерит-плагиоклазовые с биотитом и кварцем породы Ориярви в качестве промежуточной стадии изменения лептитов или других силикатных пород в кордиерит-антофиллитовые (также в андалузит-кварц-слюдяные породы). При этом наличие воздействия метасоматоза определялось по структурным особенностям обсуждаемых пород. Вместе с тем уже в первой своей работе Эскола отмечал, что подобного минерального состава породы в районе есть и явно метаосадочного происхождения [103, с. 225, 226, 256 и 386]. Они встречаются в лептитах в форме шлиров или неправильных пятен. Впоследствии Эскола вынужден был признать значительно большее, чем он раньше думал, развитие таких пород в Юго-Западной Финляндии [105].

Для этой территории указывается наличие переходов между различными типами кордиеритсодержащих и обычных лептитов как в стратиграфическом разрезе, так и по простиранию [103, с. 201 и др.]. Наряду с такими переходами в районе имеются и смены тех или иных из этих пород рудными кварцитами, в составе которых присутствуют те же глиноземистые и железисто-магнезиальные силикаты.

Как и Эскола [103, с. 225], Туоминен и Миккола допускают, что кордиериты в гнейсах образуются с замещением полевых шпатов (этот кордиерит часто окружен с краев кварцем, что и рассматривается как указание на его развитие с замещением кислого плагиоклаза). Однако магматогенный привнос магния эти исследователи исключают. По их представлению, глинистый материал тонких прослоев среди слоев другого состава (в том числе и вулканитов) под сильным давлением при складкообразовании мощных толщ претерпел перемещение (в сводовые части складок) и частично изменил состав за счет удаления ионов ряда элементов, кроме магния, железа и алюминия.

Не вдаваясь в рассмотрение данной гипотезы [1], отметим лишь очень большое сходство минерального состава и структур сопоставляемых кордиерит-слюдяных (с антофиллитом, андалузитом и др.) сланцев Юго-Западной Фин-

[1] Эскола [105] резонно заметил, что в обсуждаемых породах наблюдается хлоритизация биотита и кордиерита, а не развитие их по хлориту.

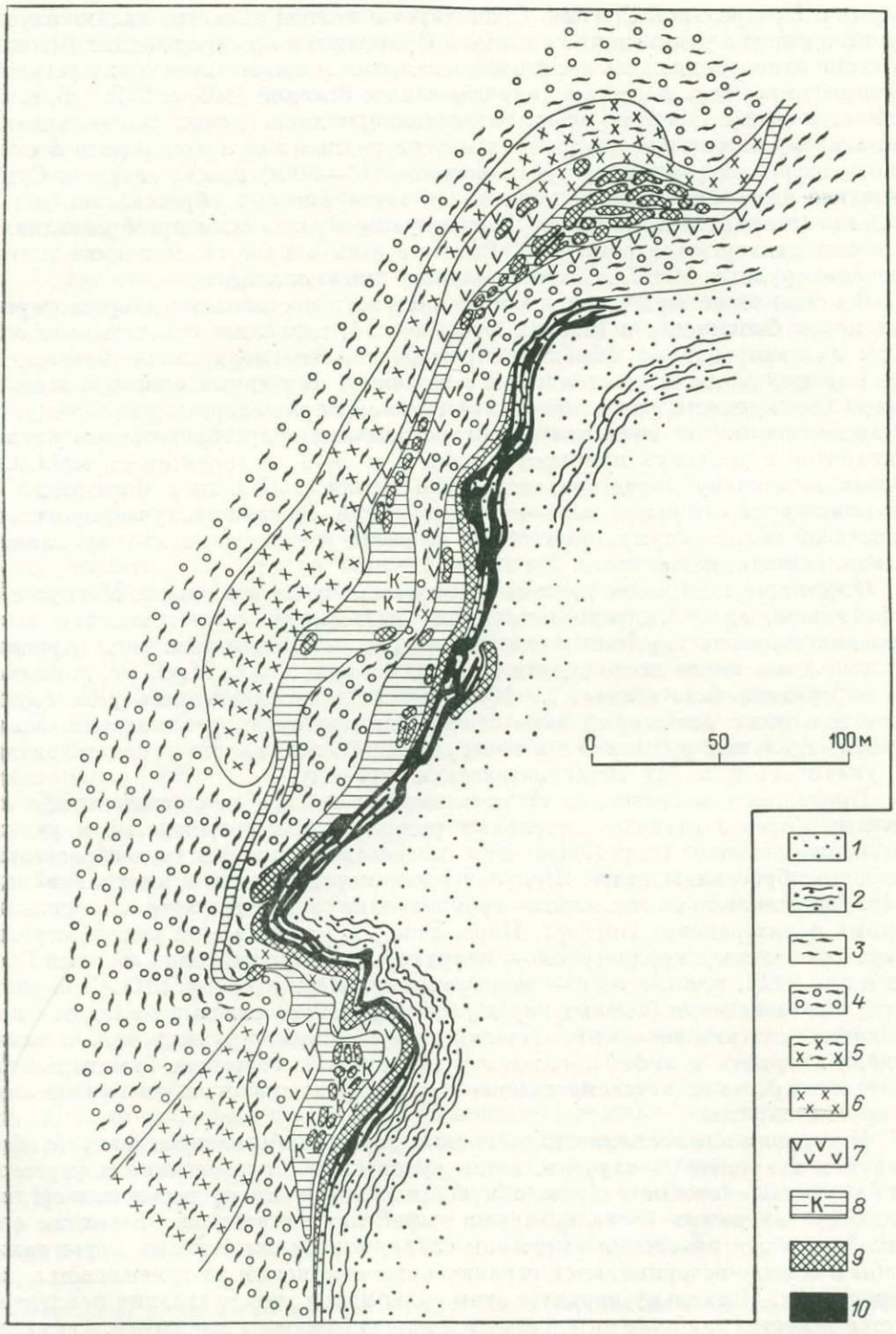
ляндии и Центральной Швеции. Существует и полная аналогия взаимоотношений этих пород с рудными кварцитами в Ориярви и в месторождениях Швеции, и налицо однородная связь части магнезиальных метасоматитов обоих регионов с доломитами. Здесь имеется в виду отмеченное Эскола [103, с. 247; 105, с. 98] наличие в шахте Ориярви очень магнезиальных диопсидовых (замещающихся тремолитом) скарнов во внутренних частях рудных тел и хондродита в скарново-сульфидных («мягких») рудах мощного (15—30 м) пласта скарнов. Существование здесь исходных доломитов, на месте которых образовались магнезиальные скарны, подвергшиеся в последующем различным преобразованиям, не может подвергаться сомнению. Вместе с этим вопрос об источнике магния для околорудных метасоматитов получает иное освещение.

Сопоставление минерального и химического составов кордиеритсодержащих пород Финляндии и Швеции (см. табл. 14) позволяет отметить, что если среди анализированных финских образцов имеются нормальные метаосадочные породы, то они не выделяются резко среди остальных анализированных пород. Совокупность характеристик части кордиеритсодержащих пород, происхождение которых шведские геологи связывают с преобразованием кислых вулканитов в условиях привноса магния и железа, и характеристики аналогичных по составу пород метаосадочного генезиса Швеции и Финляндии не позволяют провести между ними четких различий. Во всяком случае, происхождение всей массы обсуждаемых пород на месте и за счет кислых вулканитов нельзя считать доказанным.

Отчетливое понимание данного положения звучит и в словах Магнуссона: «...возможно, автор ...преувеличил роль метасоматических изменений и недооценил значение первичных сланцев и граувакк, но нельзя ведь отрицать, что изменения имели место и дали породы, богатые Al_2O_3, MgO, Fe, даже там, где не существовало осадков...» [143, с. 7]. Однако последнего рода случаи более или менее достоверны лишь в качестве околорудных изменений, в масштабах отдельных рудных тел и месторождений, где геологическое положение их указывает и на их метасоматическую природу.

Проявления магнезиального метасоматоза в виде различных изменений боковых пород в пределах отдельных рудных тел, месторождений и рудных полей, в качестве сопровождающих процессы скарно- и рудообразования частично обрисованы выше. Под боковыми породами здесь имеются в виду почти исключительно щелочные кремнекислые лептиты, хотя в отдельных рудных полях районов Норберг, Нора, Викер и других в этой роли выступают слюдяные сланцы с кордиеритом — например, в месторождении Северный Бастнез и др. [108], или без него — месторождение Йордо [137, с. 210]. В качестве продуктов изменения боковых пород рассматриваются слюдяные сланцы с кордиеритом, слагающие самый внешний ореол скарново-рудных тел, а также рудные кварциты и амфибол-слюдяные породы и более редкие биминеральные и мономинеральные метасоматические кордиерит-жедритовые, антофиллитовые и другие породы.

Изменения алюмосиликатных боковых пород наиболее интенсивны (с образованием кварцитов) в случаях, когда рудоносные (пироксеновые и форстеритовые) аподоломитовые скарны и преобразованные их разности подверглись сильному замещению бескальциевыми амфиболами и тальком. В тех же случаях, когда эти изменения выражены слабо, изменения боковых пород также слабы и обычно исчерпываются ограниченным скарновым их замещением с развитием скёл. Поскольку наряду с этим сульфидная минерализация концентрируется в местах наиболее интенсивных изменений скарнов и лептитов, в крупных


0
50
100 м
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

сульфидных месторождениях первоначальные скарновые ассоциации почти не сохранились, рудные кварциты же развиты наиболее ярко.

Положение этих кварцитов в разрезах через рудные тела можно видеть на следующих примерах.

а. Гейер приводит характерную схему переходов от рудных тел к кордиерит-слюдяным сланцам в мало распространенных месторождениях типа Кэллфалл, которое располагается в мощной полосе кордиерит-слюдяных сланцев Риддархюттана. Упомянутая схема выглядит следующим образом [108, с. 81].

Около тела скарновой магнетитовой руды, залегающего во вторичном кварците, имеются узкие зоны антофиллитового «скарна», которые далее сменяются кордиерит-антофиллитовым кварцитом, обогащенным «солнцами» антофиллита (ширина зоны около 2 м). Этот кварцит уступает далее место обычному кордиеритовому кварциту, который сменяется слюдяным полосчатым кордиеритовым кварцитом, а тот — кордиерит-слюдяным сланцем. Эта последовательность пород имеет место в обе стороны от рудного тела. Силикатная часть руды здесь представлена антофиллитом, биотитом, кордиеритом, тальком и хлоритом.

б. В рудном поле месторождения Новый Бастнез скарново-рудное тело располагается в кордиерит-слюдяных сланцах, недалеко от контакта их с калиевыми лептитами. Последние слагают здесь лишь небольшую полоску в обширном поле сланцев (рис. 39). Рудоносные части скарнового тела (на юге и на севере) сложены преимущественно актинолитом и тремолитом и оторочены антофиллитовым кварцитом, который местами по простиранию сменяется слюдяным сланцем с кордиеритом или кварцитом без антофиллита. Мощность антофиллитового кварцита больше там, где мощность скарна значительна и в нем есть руда. В местах, где оруденение исчезает и мощность скарнов мала, антофиллитовый кварцит отсутствует. Западнее его полосы, в сторону слюдяных сланцев с кордиеритом располагается прерывистая полоса слюдяных сланцев с андалузитом, которые на севере граничат с кварцитами, а на юге отделены от них кордиерит-слюдяными сланцами. В скарновых массах сохранились остатки серпентин- и тремолитсодержащих карбонатных пород, в которых имеются и цериевые минералы. Появление здесь кордиеритовых и антофиллитовых пород (включая и сланцы) рассматривается как обусловленное магнезиальным метасоматозом, который регистрируется в кварц-полосчатых гематитовых рудах по развитию в них антофиллита [117, с. 395]. Магнетитовая руда имеется не только в скарнах, но и между кварц-полосчатой рудой и кварцитом (вне скарнов) на юге и между скарном и кварцитом на севере.

в. Последовательная смена пород по обе стороны от скарново-рудных тел типа Етён видна на рис. 28 и не требует пояснений. Силикатная часть руды здесь значительно замещена антофиллитом, куммингтонитом и тремолитом, в массе которых обильны сульфиды. Следует отметить, что примерно в 1,5 км за пределами острова кордиерит- и андалузитсодержащие калиевые лептиты выступают в больших массах.

Однако не все месторождения Персберга имеют кварцитовые ореолы. В значительной их части скарны слабо изменены, и кварциты отсутствуют,

---

Рис. 39. Геологическая карта рудного поля Новый Бастнез [145].

1 — лептит равномернозернистый (часто пластующийся, калиевый); *2* — лептит с прослоями гематита; *3*— слюдяной сланец; *4* — слюдяной сланец с кордиеритом; *5* — слюдяной сланец с андалузитом; *6*— кварциты; *7* — кварцит с антофиллитом; *8* — скарн из Ca-Mg-Fe-силикатов (существенно актинолитовый) и с остатками известняка и доломита (К); *9* — магнетитовая руда; *10* — богатая гематитовая кварц-полосчатая руда

а вмещающие лептиты содержат лишь некоторые количества кордиерита, антофиллита и жедрита и у контактов со скарново-рудными телами несут жилки слюдяно-кордиеритовых и жедритовых пород.

Характерно строение месторождений района Лудвика в пределах синклинали Столлберг. По обе стороны большого тела карбонатных пород (см. рис. 27) лептиты, вмещающие скарново-рудные тела, переведены в кордиерит-жедрит-содержащие разности, хотя кварциты отсутствуют. Силикатная часть руды представлена в основном тальком, серпентином, слюдой и тремолитом, более редки антофиллит, остатки форстерита и хондродита.

Главные минералы рудных кварцитов — кварц, антофиллит, жедрит, кордиерит, биотит; реже встречаются андалузит, альмандин, силлиманит, иногда гранат и ставролит. В большинстве пород этой группы полевые шпаты или отсутствуют, или представлены альбитом (табл. 17, ан. 6); только изредка встречаются олигоклазовые и даже андезиновые разности (ан. 1). Количество кварца, как правило, существенно превышает таковое в лептитах. Широкое развитие кордиерит-антофиллитовых кварцитов часто отмечается в связи с сульфидными рудами меди, сульфиды же цинка и свинца обычно концентрируются в экзоскарнах.

Химические анализы кордиеритовых пород (см. табл. 14, ан. 3 и 5) показывают большее содержание в них глинозема по сравнению с нормальными лептитами. Однако увеличение содержания кремнезема в этих анализах не отмечается. Интересно, что аналогичное обстоятельство характеризует антофиллит-кордиерит-биотитовые породы, развившиеся по габбро-диоритам (и другим породам) района Хитачи в Японии (И. Курода, 1956 г., 1959 г.).

В отдельных месторождениях Центральной Швеции рудные кварциты присутствуют в виде метасоматических жил в лептитах. В натровом лептите месторождения Етён встречаются жилы кордиерит-жедритового кварцита, в петлях сетки которых порода является пятнистой от наличия в ней крупных пойкилобластов кордиерита. Химический анализ кордиерит-жедритовой породы приведен в табл. 17 (ан. 2). Этот анализ отмечает резко возросшее по сравнению со щелочным лептитом количество магния и железа, исчезновение кальция и резкое снижение содержания щелочей при почти не изменившихся (не возросших) SiO_2 и Al_2O_3.

Изменения лептитов, связанные с образованием рудных кварцитов около скарново-рудных тел, в регионе происходят, как правило, с потерей кальция (П. Гейер, 1965 г.). Что касается калия, то в отдельных случаях встречаются кварц-андалузит-кордиеритовые слюдяно-микроклиновые породы (табл. 17, ан. 3), метасоматический характер которых, впрочем, не доказан [156].

Особо следует отметить факт развития кордиерит-антофиллитового кварцита по дайке кварцевого порфира в районе Фалуна (П. Гейер, 1921 г.). Эта дайка сечет рудоносные породы, но сама пересекается антофиллитовым скёлом, вблизи которого кварцевый порфир замещен кварцитом. Аналогичные образования описаны Эскола по гранитам краевой фации в районе Ориярви [103] и несомненно свидетельствуют о послемагматическом характере всех этих изменений.

Кроме образования рудных кварцитов и скёл, указываются случаи изменений лептитов с образованием кварц-слюдяных пород (без кордиерита, жедрита и др.) возле скарново-рудных масс. Такие породы описаны в рудном поле Йордо, где появление их рассматривается в связи с развитием магнезиальных скарнов [137, с. 210]. В месторождении Хёйд описаны [108, с. 99] тела бесполевошпатовых слюдяных сланцев мощностью около 2 м с остатками в них

скарновых силикатов. Эти тела залегают в лептитах вблизи рудных залежей.

С кордиерит-слюдяными сланцами и другими породами из висячего и лежачего боков скарново-рудного тела месторождения Гарпенберг мы имели возможность познакомиться непосредственно [1].

Для всех образцов слюдяных сланцев месторождения (с кордиеритом и без него) содержание слюд составляло около 25% массы шлифа. Почти во всех случаях резко выражено развитие мусковита с замещением биотита, в частности и возле вкрапленников сульфидных минералов. Общее впечатление от исследованных образцов таково, что в месторождении распространены нормальные метаморфические кварц-слюдяные сланцы, состав которых в стратиграфическом разрезе меняется и включает кордиеритовые, гранат-кордиерит-ставролитовые, ставролитовые и ставролит-андалузитовые разности. В связи со скарно- и рудообразовательными процессами на месте части этих сланцев развивались рудные кварциты и жильные (?) метасоматические кордиерит- и антофиллит (куммингтонит)-слюдяные породы. Большая неоднородность минерального состава пород пачки слюдяных сланцев месторождения, многоминеральность и структурная характеристика этих пород не соответствуют представлению о них как о продуктах преобразования нормальных лептитов в процессе магнезиального метасоматоза.

По отношению к кварц-гематитовым рудам, залегающим в лептитах скарново-рудных полей (как в Бастнезе и др.), магнезиальный метасоматоз проявился в развитии в рудах антофиллита (куммингтонита) или тремолита и талька. Гематит в этих рудах в той или иной мере замещен магнетитом. Местами появляются флюорит и сульфиды (главным образом меди). В ряде случаев такие преобразованные руды граничат с рудными антофиллитовыми и другими кварцитами, заместившими кордиеритовые сланцы или лептиты. В тех месторождениях, где кварц-гематитовые руды встречаются среди доломитов (Каллморберг и др.), удается наблюдать как отсутствие в их контактах каких-либо новообразований, так и появление амфиболовых (актинолит-тремолитовых) масс, однако без стадии реакционных скарнов [113, с. 500].

Что касается явлений, описываемых шведскими геологами в качестве магнезиального метасоматоза в известковых скарнах, то, кроме приведенных уже выше, относящихся сюда очень скудных данных, необходимо отметить следующее. Имеющиеся описания условий нахождения и других особенностей пироксен-гранатовых скарнов, связанных с древними гранитами, не позволяют рассматривать эти образования в качестве обычных известковых скарнов. Этому препятствуют следующие обстоятельства.

Шведские геологи, как правило, не уделяют почти никакого внимания доказательствам принадлежности к известнякам карбонатных пород, подвергшихся скарнированию. Между тем скарны по известнякам, содержащим кварц, в процессе метаморфизма или под воздействием просачивавшихся через известняки растворов в условиях глубинности формирования лептитов не могли возникать. Нахождение таких известняков (с кластогенным кварцем) в непосредственной близости от аподоломитовых скарново-рудных тел отмечается для ряда месторождений. Нами эти породы в неизмененном виде наблюдались в шлифах из месторождений Гарпенберга. Появление в тех же месторождениях волластонитовых и других известняковых скарнов в контактах с позднесвекофеннскими

---

[1] Материал в количестве 23 шлифов был любезно предоставлен нам Ю. А. Розановым.

гранитами только подкрепляет сказанное, свидетельствуя, по-видимому, о более высокотемпературных условиях контактов поздних гранитов.

Это положение, естественно, распространяется и на реакционно-скарновые руды шведских геологов, в силу чего необходимо предположить, что в их образовании участвовали магнезиальные разности карбонатных пород. Характер же развития граната по отношению к кварцу на зарисовке Гейера (см. рис. 33) достаточно красноречиво свидетельствует о формировании данной скарново-рудной массы в условиях инфильтрационного метасоматоза. Об этом же говорит, очевидно, и отмечаемое Гейером местами полное вытеснение кварца в полосках таких руд актинолитом.

Наблюдающиеся особенности текстур и минерального состава руд данного типа, возможно, действительно начинали складываться уже в прогрессивном этапе регионального метаморфизма. Однако развитие значительных количеств фторсодержащих амфиболов в таких рудах, появление флюорита, талька и сульфидов несомненно означает завершение их формирования уже в послемагматических условиях.

В послемагматическом этапе и магнезиальные, и пироксен-гранатовые скарны данного типа могли подвергаться амфиболизации и другим изменениям. Естественно, об источнике магния для этих изменений вопрос не возникает, поскольку гранитизация доломитов и образование магнезиальных скарнов, а также процессы рудного замещения последних и серпентинизация форстерита освобождали большие количества магния, поступавшего в просачивавшиеся растворы. Необходимо еще раз подчеркнуть, что шведские геологи, говоря о замещении известковых скарнов магнезиальными, иллюстрируют ведущий состав последних по существу лишь апоскарновым комплексом минералов (бескальциевые амфиболы, тальк). Образование последних в условиях снижения температуры и возрастания кислотности растворов могло и должно было проходить с выносом кальция из пироксенов, роговых обманок и тремолита.

Сходные с описанными в шведских месторождениях явления околорудного магнезиального метасоматоза довольно распространены. Они известны в различных геологических условиях, совокупность которых позволяет составить более определенное представление о существе и времени процессов, обусловливающих появление кордиерит-антофиллитовых пород в качестве околорудных изменений в тех или иных случаях. Приведем некоторые примеры.

В докембрии Канады, в цинково-свинцовом месторождении Кэльюмет Майн описано [148], (Ф. Осборн, 1939 г.) образование кордиерит-биотит-антофиллитовых (также паргаситовых) богатых кварцем пород в зоне нарушения на месте парагнейсов, вмещающих скарново-рудные массы. Последние сложены диопсидом, тремолитом и флогопитом, а также лейхтенбергитом. В карбонатных породах имеется брусит.

В докембрии центрального Колорадо описаны (Ч. Салотти, 1957 г.), [80] оригинальные метасоматические породы, сложенные маложелезистым актинолитом ($fm = 15\%$), в массе которого распределены крупные, до 10 см в длину, таблитчатые кристаллы антофиллита. К этим главным минералам добавляются (до преобладания): клиногумит, флогопит, ганит, реже форстерит. Диопсид редок, но отдельные очень крупные его кристаллы встречаются в относительно тонкозернистой актинолитовой массе. Сильно магнезиальный гранат иногда отмечается в примеси. Во вмещающих гнейсах и силлиманитовых сланцах месторождения Котопэкси Майн здесь развиваются кордиерит- и гранат-биотитовые породы. В краевой части скарново-рудной массы преобладает амезит, а в центральной клиногумит, антофиллит, флогопит и форстерит и сильно

развита серпентинизация. В процессе изменения скарнов и прилежащих вмещающих пород кальций из последних полностью вынесен.

В 1958 г. Симс, Фэйр и Менч описали месторождение Коппер Кинг Майн (Колорадо), в котором крупные массы антофиллит-куммингтонитового, частично актинолитового состава с флогопитом также несут магнетитовое и медно-сульфидное оруденение, залегая в биотит-кварц-плагиоклазовых гнейсах у контакта с гранитами. Скарновая масса здесь содержит мелкие прослои биотитовых скёл. Оруденение находится главным образом в куммингтонитовом скарне. С сульфидами появляется немного кварца и кальцита. Месторождение рассматривается как образовавшееся на месте магнезиальных карбонатных пород.

Проявления магнезиального метасоматоза с образованием кордиерита и антофиллита в гипабиссальных месторождениях скарново-магнетитовых руд нам не известны, хотя они сравнительно нередки в колчеданных и полиметаллических месторождениях, где выражаются по крайней мере тремя типами. В месторождениях одного из них сульфидное оруденение заключено в продуктах изменения вулканитов основного состава, сложенных хлоритом, кварцем, серицитом, альбитом, иногда с тальком, как в месторождениях Восточной Тувы (К. Р. Ковалев, 1968 г.), [18]. Месторождения другого типа представляют собой своего рода вариант метаморфизованных месторождений первого типа. Характерны месторождения в Мугоджарах. Метаморфизм в них имеет контактовый характер и не сопровождался существенным привносом или выносом магния (и кальция) из вмещающих оруденение пород. Последние сложены уже хлоритом, шпинелью, флогопитом, кордиеритом, антофиллитом и кварцем (М. И. Исмагилов, 1972 г.). К этой же группе следует отнести и месторождения того же генетического типа, подвергшиеся не контактовому, а региональному метаморфизму. Таково, например, месторождение Коронэшьён в Канаде, содержание кордиерита и антофиллита в рудовмещающих породах которого иногда превосходит 50% (Д. Уитмор, 1969 г.).

В ряде месторождений магнезиальный метасоматоз протекал в ходе контактового метаморфизма, сопровождая послемагматическое сульфидное оруденение. В одних месторождениях (Вавилонское) изменения сланцев и магнезиальных контактовых роговиков привели к образованию слюды, антофиллита, купфферита и талька (Б. Ф. Зленко, 1960 г., 1962 г.), в других (месторождение у оз. Гэрон в Канаде) — кварц-биотит-серицитовые сланцы преобразованы в кордиерит-антофиллит-хлоритовые с тальком и шпинелью метасоматиты, заключающие оруденение (Г. Джоклик, 1960 г.). Близкий к этим процесс образования контактовых антофиллит-кордиеритовых метасоматитов на месте зеленых сланцев описан в Корнуолле (С. Тилли, Дж. Флетт, 1930 г.; С. Тилли, 1935 г.). Тилли для этого процесса считает характерным вынос кальция, привнос кремнезема и калия, а также внутреннее перемещение магния (без привноса его со стороны).

Исследователи всех перечисленных здесь сульфидных месторождений с проявлениями магнезиального метасоматоза не предполагают привноса магния магматогенными растворами, вследствие присутствия значительных количеств его в породах вмещающего комплекса и ясности процесса его накопления. Во всех случаях доказывается послемагматический характер переноса и отложения магния, сопровождавшего сульфидную минерализацию (или сопровождавшегося ею).

Железорудные месторождения в магнезиальных скарнах абиссальной фации со столь интенсивными проявлениями кислотного выщелачивания и магнезиального метасоматоза с образованием кордиерита и антофиллита и рудных

кварцитов в других странах, кроме Швеции, не установлены, а из полиметаллических нам известны лишь в Колорадо (Котопэкси Майн и др.). Широко и сильно проявленный железисто-магнезиальный метасоматоз магматического этапа в богатых кальцием гнейсах железорудных месторождений Южной Якутии и отчасти Адирондака приводил к формированию пироксеновых скарнов. В послемагматическом этапе на месте замещавшихся магнетитом пироксенов с участием реликтов полевых шпатов (по-видимому, без дополнительного привноса магния) возникали роговообманково-флогопитовые магнетитовые рудные массы. Образование богатых кварцем кордиерит-жедритовых пород на месте плагиоклазовых гнейсов основного состава при доставке в них трансмагматическими растворами магния, освобождавшегося из доломитов при их скарнировании и гранитизации, едва ли возможно. Кроме того, в физико-химических условиях метасоматоза в Таежном месторождении, например, биотитовые и кордиеритовые кварцито-гнейсы под воздействием таких растворов преобразовывались в энстатит-ортоклазовые разности, в которых энстатит со временем замещался клинопироксеном [1], и процесс заканчивался образованием двупироксеновых околоскарновых пород [74; 79].

В собственно железорудных магнезиальноскарновых месторождениях гипабиссальной фации процессы магнезиального метасоматоза носят в основном экстенсивный характер. В большинстве случаев в скарнах по карбонатным и прилежащим к ним алюмосиликатным породам вмещающего комплекса и в рудных массах среди этих скарнов они выражены появлением роговых обманок, железисто-магнезиальной слюды и амфиболов ряда тремолит — актинолит, реже серпентина и талька. В единичных случаях (Леспромхозное месторождение) отмечено замещение скарново-рудных масс магнезитом [61, с. 91].

Во всех случаях перечисленные минералы развиваются вслед за отложением магнетита и после образования минералов известковоскарнового комплекса. Как правило, они собираются в коротких метасоматических мономинеральных жилках, интерстиционных выделениях, псевдоморфозах и выполнениях трещин нарушений или в зонах смятий и не образуют значительных компактных масс. Нередко эти образования сопровождаются теми или иными сульфидами. Поскольку они появляются в породах, сравнительно богатых магнием и железом (или залегающих среди таковых), вопрос об источнике магния для них решается на основе представления о его локальных перемещениях [84].

О характере и времени действия растворов, с которыми связывается магнезиальный метасоматоз, говорится, что они сопровождали появление гранитов и возникали на глубинах, ныне не доступных наблюдению [117; 113; 114; 116, с. 25]. Растворы перемещались впереди гранитной магмы и не являются остаточными [143; 144, с. 72]. После окончания их действия происходило внедрение даек и региональное погружение. Местами процессы образования реакционных скарнов и магнезиального метасоматоза могли сливаться в один процесс [141]. Растворы были богаты магнием и кремнеземом, но привносили также железо, фтор, хлор и другие компоненты. Большинство сульфидных и много железорудных месторождений в регионе образовалось в процессе действия этих растворов [113, с. 485; 143; 145].

Таким образом, растворам, вызвавшим магнезиальный метасоматоз, приписываются и региональные, и локальные (околорудные) изменения пород, причем изменения как явно прогрессивного этапа, так и явно регрессивного:

---

[1] При диффузионных процессах в контактах шведских месторождений магний также мигрировал дальше, чем кальций [145, с. 27].

образование кордиерит-слюдяных сланцев, различных скарнов, апоскарновых пород и рудных кварцитов, окисное и сульфидное оруденение. Все эти перечисленные и многие другие процессы, как и физико-химическая эволюция растворов во времени, якобы уложились в основном до консолидации интрузивных масс и завершения складчатости. Даже время и условия формирования рудных кварцитов в качестве одной из заключительных фаз магнезиального метасоматоза характеризуются как отвечающие обстановке повышающейся температуры [112].

В заключение рассмотрения скарново-железорудных месторождений Швеции, необходимо отметить, что среди приведенных в данном обзоре фактических характеристик мы не находим таких, сумма которых могла бы быть признана оправдывающей привлечение гипотезы регионального магнезиального метасоматоза для объяснения особенностей состава и строения этих месторождений. Гипотеза представляется крайне слабо обоснованной и, что показано еще Д. С. Коржинским (1955 г., с. 426), противоречащей сумме известных геологических фактов о закономерностях соотношения во времени и в пространстве различных минеральных типов скарнов, заключенного в них оруденения и сопровождающих их околорудных изменений боковых пород, в частности и магнезиального метасоматоза. В этих условиях представляется неоправданно категоричным следующее утверждение Магнуссона: остатки кварц-полосчатых руд в скарн-полосчатых рудах с кварцем или без него найдены им в столь большом числе месторождений региона, что у него нет сомнений в первоначально осадочной природе всех скарновых руд Центральной Швеции, и отсутствие упомянутых остатков может означать лишь их уничтожение последующими процессами [143, с. 15; 144, с. 66; 145, с. 83].

Излишне говорить, что без детального изучения метасоматической зональности, особенностей минералов и их парагенезисов в породах и рудах месторождений Швеции вопросы происхождения этих месторождений не могут быть разрешены сколько-нибудь удовлетворительно. Исследования такого рода в Швеции не проводились, и любые генетические схемы, которые могут быть предложены вместо сложившейся у шведских геологов, могут рассматриваться только как более или менее вероятные. Одна из таких схем излагается в работе К. Ниллсона (1968 г.), посвященной изменениям боковых пород сульфидного месторождения Болиден (район Шеллефт), в которой образование сульфидных руд региона и магнезиальный метасоматоз объединены в едином процессе образования рудоносных кварцитов, рассматриваемом как послемагматический.

Совокупность приведенных данных позволяет, как кажется, сделать следующее предположение о факторах, определивших особенности проявления магнезиального метасоматоза в месторождениях Швеции. Эти особенности определялись:

1) кремнекислым щелочным составом лептитов; Гейер и Магнуссон отметили, что поразительной их чертой является очень малое содержание в них кальция [117, с. 479];

2) отличными от Алдана и Адирондака температурными условиями регионального метаморфизма, исключавшими возможность образования энстатита, вместо которого возникали кордиерит и биотит;

3) наличием значительных количеств исходно кварцевых руд, подвергавшихся послемагматическим преобразованиям с выносом части кремнезема;

4) протеканием метасоматического процесса в два этапа — в условиях скарнирования и гранитизации доломитов и в условиях понижения температуры преобразования скарнов и их оруденения.

В среде кремнекислых вмещающих пород типа шведских щелочных лептитов кислотное выщелачивание могло протекать с интенсивностью, обеспечивающей образование вторичных (рудных) кварцитов. При начавшемся энергичном кислотном выщелачивании с выносом кальция из пород обеих частей контакта возникала обстановка, благоприятная для преобразования тремолитовых и диопсидовых скарнов в антофиллитовые и куммингтонитовые породы и для отложения этих амфиболов и кордиерита в прилежащих частях сравнительно более кислых и богатых глиноземом лептитов. Определенным подтверждением этого является аналогичный ход процесса при участии кислых же биотит-силлиманитовых гнейсов в месторождении Котопэкси Майн. Образованию нового комплекса магнезиальных минералов стадии кислотного выщелачивания несомненно в высокой мере способствовали магнетитовое замещение и серпентинизация форстеритовых (хондродитовых) скарнов, которые чаще всего заключают главную часть рудной массы магнетита. Условия повышенной кислотности растворов способствовали и формированию сульфидной минерализации в измененных породах обеих частей контакта.

В образовании рудных кварцитов, по-видимому, существенную роль играл не только привнос кремнезема, но и переотложение той его части, которая переходила в раствор в процессе амфиболизации и других преобразований кварц-полосчатых руд.

Приблизительная схема последовательности и существа явлений в процессе образования рассмотренных магнезиальноскарновых месторождений Швеции представляется нам в следующем виде.

Неоднородная по составу толща пород лептитовой серии подверглась региональному метаморфизму в условиях безволластонитовой фации глубинности. В период складчатости в эту толщу внедрились граниты, формирование которых протекало с интенсивным магматическим замещением вмещающих пород.

На месте вулканитов и других супракрустальных пород образовались лептиты (гнейсы) и кордиерит-слюдяные (с андалузитом и др.) сланцы. Под воздействием гранитизирующих трансмагматических растворов на месте крупных тел доломитов возникли шпинель-форстеритовые (±диопсид) кальцифиры и магнезиальные скарны в составе шпинель-форстеритовых (±диопсид, кальцит) и шпинель-диопсидовых (±форстерит, кальцит) зон метасоматической колонки (вероятно, и зоны околоскарновых плагиоклаз-пироксеновых пород). Часть мелких тел доломитов скарнировалась, а частично и гранитизировалась нацело.

Освобождавшиеся при этих процессах большие количества магния и отчасти кальция [1] поступали в просачивающиеся растворы и участвовали в изменении вулканических пород (особенно кремнекислых щелочных) и метааргиллитов, через которые они просачивались. В прилежащих к аподоломитовым скарнам приконтактовых частях, а также вдоль нарушений в лептитах и сланцах образовались кордиерит и биотит, а местами и пироксеновые скарны. Последние могли формироваться не только в андезитовых и дацитовых лептитах, но также в разностях, содержавших примесь кальцита, типа описанных Магнуссоном [145, с.114], и в непосредственных контактах с пироксеновыми скарнами экзоконтакта. На месте магнезиальных известняков возникали своеобразные андрадит-салитовые скарны. Возможно, в последних, как и в магне-

---

[1] При замещении доломита шпинель-диопсидовым скарном освобождается 27 г MgO (и 5 г CaO) на каждые 100 см³ доломита (В. А. Жариков, 1959 г.).

зиальных скарнах, в это время образовалась часть магнетитового оруденения магматического этапа.

Тела кварц-полосчатых и лептитовых руд, заключавшие доломитовые прослои (или заключенные в доломитах), в процессе просачивания растворов и диффузии компонентов в различной мере местами заместились пироксеновыми и гранатовыми массами. Все эти метасоматические образования, а также вмещающие их породы могли подвергаться расчленению и ассимиляции интрузивными гранитами. Последнее тем более вероятно, что среди синорогенных интрузивных пород региона имеются породы нескольких фаз внедрения, и с одной из ранних фаз могла быть связана часть магнезиальных скарнов и руд в них, появляющихся ныне в виде ксенолитов в породах более поздних фаз.

В послемагматическом этапе магнезиальные скарны в той или иной мере преобразовывались, и на месте шпинель-форстеритовых пород возникали флогопитсодержащие, сложенные гумитовыми минералами скарны с остатками исходных силикатов. Поскольку в антофиллитовых массах часто указываются реликты хондродита, следует думать, что подвергшиеся замещению скарны имели диопсид-форстеритовый состав. Соответственно условиям кислородного режима и железистости растворов пироксеновые скарны (аподоломитовые и особенно аполептитовые) могли частично замещаться андрадитовым гранатом.

В железорудных месторождениях большинство скарнов и остатки доломитов в конце скарновой стадии подверглись магнетитовому замещению с освобождением значительных или больших количеств магния. К этому же времени относится появление боратов и цериевых минералов. Одновременно с указанным преобразованием магнезиальных скарнов на контактах их тел с лептитами происходили реакции с появлением существенно роговообманковых и слюдяных скёл. Последние особенно легко образовывались по пироксеновым скарнам на месте лептитов, в которых сохранялись остатки полевых шпатов, а также по околоскарновым породам. Мало распространенные призматически-зернистые массы актинолита и тремолита, замещающие пироксеновые скарны, по-видимому, также относятся к этому отрезку времени.

В дальнейшем с понижением температуры начинается кислотное выщелачивание, которое в породах аподоломитовой части контакта протекало менее интенсивно, чем в лептитах. Концентрация магния в растворах была высокой, и количество его пополнялось (за счет серпентинизации форстерита и гумитовых минералов). В это время при возросшей активности фтора в благоприятных тектонически местах пироксеновые скарны в той или иной мере заместились волокнистыми бескальциевыми амфиболами. Вместе с последними в скарнах и магнетитовых рудах отложились сульфиды.

Процессы выщелачивания в более кремнекислой среде лептитов и кордиерит-слюдяных сланцев, вмещающих скарново-рудные тела, протекали с выносом кальция и щелочей и приводили к окварцеванию породы и образованию в ней силикатов глинозема. Интенсивность этих процессов контролировалась зоной контакта, микротрещиноватостью и пористостью пород. Высокие концентрации магния в растворах, омывавших скарново-рудные тела в области их контактов, обеспечивали понижение кислотности растворов в эндоконтакте, образование ромбических амфиболов во вторичных кварцитах, с интенсивным их местами замещением, и осаждение сульфидов.

В местах переслаивания кварц-полосчатых руд и доломитов, избежавших скарнирования, в это время возникали новообразования амфиболов с переводом в раствор значительных количеств кремнезема, который мог участвовать в образовании кварцитов.

Наряду с магнием в послемагматических преобразованиях скарнов и лептитов активно участвует железо. Как антофиллит, так и особенно куммингтонит имеют здесь значительную железистость (см. табл. 16). Это железо заимствовалось, по-видимому, уже из скарновых силикатов при их изменениях в условиях понижения температуры.

С началом нового подъема геоизотерм и появлением позднесвекофеннских гранитов и сопровождавших их мигматитов и пегматитов скарновые образования и остатки карбонатных пород подверглись контактовому метаморфизму с образованием скарнов и руд, с характерными новыми минеральными ассоциациями. В меньшей мере эти явления повторились и вокруг тел готианских гранитов.

Различия приведенной схемы образования скарново-железорудных месторождений Швеции со схемой, складывающейся на основе представлений шведских геологов, многочисленны. Главнейшими из них являются: признание нами двух этапов скарнообразования и магнезиального метасоматоза, послемагматического характера оруденения и сопровождающих его изменений рудовмещающих пород, принятие ведущей роли доломитов и магнезиальных скарнов в качестве источника магния и, наконец, резкое ограничение значения железа джеспилитов в роли непосредственной основы современных скарново-рудных тел.

Очень сходны с месторождениями Центральной Швеции (в том числе и в ряде деталей) руды района Арендаль в Норвегии. Эти месторождения описаны Ф. Вокесом (1960 г.) и У. Хольтедалем (1957 г.).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ США

Геологическое строение района Адирондака и Пояса возвышенностей

Среди магнетитовых месторождений Адирондака и Пояса возвышенностей могут быть выделены три главных типа: а) месторождения в скарнах (и в мраморах); б) месторождения в гнейсах метаосадочного и изверженного комплексов и в) месторождения в амфиболитах. Пространственно эти месторождения довольно тесно связаны, и между отдельными из них намечаются переходы.

Число работ, в которых рассматриваются те или иные вопросы общей геологии, магматизма, оруденения, петрографии и минералогии докембрийских комплексов этих регионов, весьма велико. Однако даже в последних опубликованных монографиях характеристики скарновых месторождений при рассмотрении явлений метасоматической зональности скарново-рудных тел и особенностей минеральных ассоциаций скарнов и руд довольно неполны.

В приводимом ниже описании использованы работы ряда исследователей [2; 86; 89; 90; 91; 98—102; 130; 131; 133; 134], (Р. Колони, 1929 г.; Х. Мен, К. Чен, 1935 г.; П. Хотц, 1953 г., 1954 г.; Д. Ньюленд, 1908 г.; А. Постел, 1952 г.; П. Симс, 1958 г.).

Адирондакский массив представляет собой асимметричный купол, сложенный комплексом магматических и осадочно-метаморфических пород докембрия (продолжение Канадского щита). Магматический комплекс слагает внутреннюю часть купольной структуры, во внешней же части последней преобладают метаосадочные породы. На севере, западе и юге указанные породы покрываются осадками раннепалеозойского возраста.

Ядро Адирондака сложено анортозитами, с которыми ассоциируют тела габбро, частью генетически связанные с ними, частью более молодые. Эти анор-

тозиты заключают промышленные месторождения ильменит-магнетитовых руд. Окружающий ядро и образующий главную массу Адирондака комплекс магматических пород содержит и часть метаосадков (в отношении 85 : 15). Преобладающие здесь магматические гранитные породы принадлежат двум группам: более древняя из них представлена серией кварц-сиенитовых ортогнейсов, а более молодая — серией гранитов и гранито-гнейсов. Первая показывает высокую степень дифференциации — от шонкинитового сиенита с пластообразными телами ультраосновных пород, через пироксеновые сиениты и кварцевые сиениты до роговообманковых гранитов и аляскитов. Моноклинный пироксен является характерным минералом пород серии в целом, в определенной же части ее представлены гиперстеновые (чарнокитовые) разности пород.

Серия более молодых гранитов состоит из роговообманковых микропертитовых разностей, а также аляскитов, микроклиновых и плагиоклазовых гранитов. В мигматизации и гранитизации метаосадочных пород региона наибольшее участие принимала магма микроклиновых гранитов, жильные тела которых широко распространены в более внешних частях массива Адирондака. Соотношение магматических и метаосадочных пород в этой части региона примерно 30 : 70. Как и для внутренней части массива, биотитовые граниты и аляскит здесь рассматриваются в качестве дифференциатов роговообманково-гранитной магмы.

В соответствии с тектоническими условиями региона интрузивные породы обеих серий в основном имеют так или иначе выраженную гнейсовую текстуру и обозначаются как гнейсы того или другого типа. В составе метаосадочных пород распространены биотит-кварц-плагиоклазовые гнейсы (местами с гранатом), кальцитовые и доломитовые мраморы, кварциты, кварц-полевошпатовые гнейсы (гранулиты), различные амфиболиты, кроме которых имеются ограниченно распространенные тремолитовые сланцы и связанные с ними породы (тальковые и др.). В районе Болмэт-Эдвардс установлен пласт ангидрита с примесью галита (П. Циммер, 1947 г.). Предполагается, что в мраморах и амфиболитах гранитная магма была в большей части внедрена механически, в кварц-полевошпатовых же породах отчетливы мигматизация и гранитизация. В оценке соотношения масс интрузивных гранитов, образовавшихся с магматическим замещением пород, единодушие среди исследователей региона отсутствует. Большинство факолитовых гранитных (аляскитовых) тел северо-западной части Адирондака следует, по-видимому, считать возникшим на месте и за счет гнейсов и мраморов гренвильской серии [102], (А. Баддингтон, 1963 г.)

Южная часть Адирондака исследована неравномерно. Значительно лучше изучена его северо-западная часть [99; 100; 89], схема геологического строения которой представлена на рис. 40. Метаморфизм пород гренвильской серии в этой части региона соответствует амфиболитовой и роговообманково-гранулитовой фациям, в более же внутренней части достигает пироксен-гранулитовой субфации.

В пределах Северо-Западного Адирондака имеются месторождения трех типов руд: пиритовые (с большим количеством пирротина), пирит-сфалеритовые и магнетитовые (см. рис. 40). Отчетливо намечается три пояса месторождений: наиболее внешний (по отношению к ядру структуры) с месторождениями пиритовых руд в гнейсах гренвильской серии, более внутренней — руд пирит-сфалеритового состава в скарнах и мраморах и пояс магнетитовых руд (в гранито-гнейсах и скарнах), прилежащий к ядерной части массива Адирондака. Руды этих трех поясов рассматриваются как образовавшиеся при различных температурах, последовательно более высоких по мере приближения к ядру

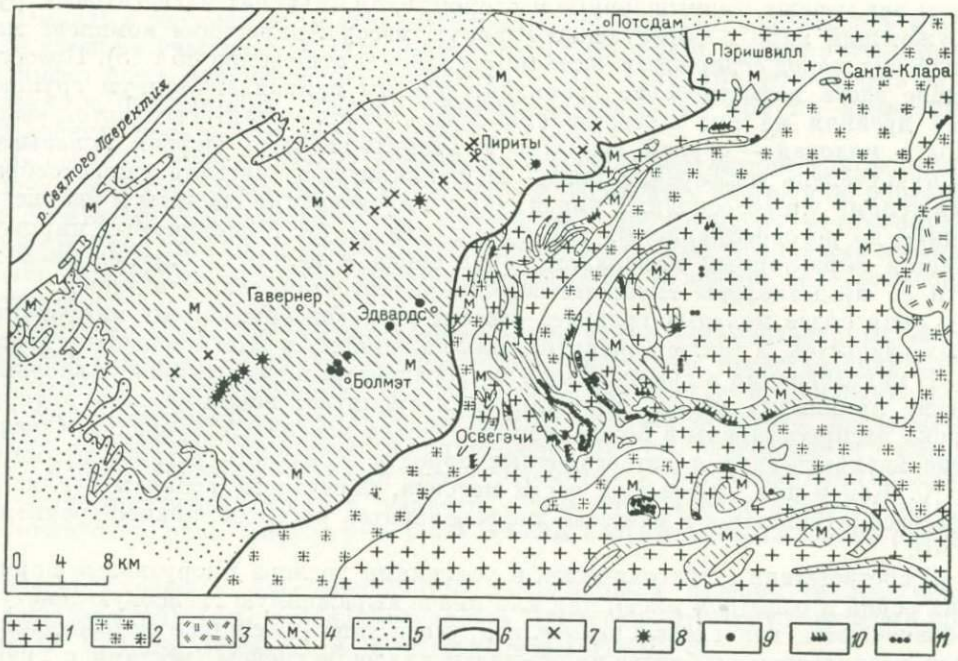


Рис. 40. Карта распределения главных типов пород и размещения железорудных месторождений в Северо-Западном Адирондаке [91; [133].

1 — граниты и гранито-гнейсы; *2* — сиенитовые и кварц-сиенитовые гнейсы, содержащие зеленый пироксен; крупнозернистые розовые факоидальные роговообманковые граниго-гнейсы; *3* — анортозиты; *4* — метаосадочные породы гренвильской серии с ассоциированными интрузивными массами и пластами гранито-гнейсов; *5* — палеозойские породы; *6* — граница между северо-западным районом, в котором метаосадки преобладают, и юго-восточным районом, где преобладают магматические гнейсы; *7* — разведочные участки и бывшие разработки пиритовых и пирротиновых жил в хлоритизированных гнейсах; *8* — старые разработки красной гематитовой руды, ассоциированной с жилами сульфидов железа; *9* — пирит-сфалеритовые месторождения в силикатных мраморах; *10* — магнетитовые месторождения в скарнах; *11* — магнетитовые месторождения в пластах контаминированных, обычно силлиманитовых гранито-гнейсов, переслаивающихся с метаосадочными породами

массива [90]. Отсутствие рудной минерализации к востоку от магнетитового пояса предположительно связывается с чрезмерно высокой температурой в период преобразования боковых пород. Поскольку, однако, по крайней мере часть сульфидных месторождений группы Болмэт-Эдвардс является скарновой, указанная зональность может и не быть температурной.

Пояс возвышенностей образует часть так называемых древних Аппалачей. Геологическое строение его несколько отлично от Адирондака. Главный структурный элемент района — серия изоклинальных складок северо-восточного простирания, т. е. параллельных общей Аппалачской структуре. Эти складки осложнены более мелкими, в том числе поперечными, складками, согласными с общей структурой, и разрывными нарушениями различного возраста. Последние с юго-восточной стороны отделяют докембрийские породы от более молодых. На севере и западе граница докембрия проходит по надвигу докембрийских толщ на осадочные толщи нижнего палеозоя.

Возраст докембрийских толщ Пояса возвышенностей, определенный по изотопам, сходен с возрастом таких же толщ Адирондака. В составе их здесь также представлены различные магматические и метаосадочные породы, из которых последние составляют 10—30% общей массы. В чистом виде метаосадоч-

ные породы в регионе встречаются редко, так как почти всюду они перепластовываются с породами, содержащими обильный магматический материал. Ядра крупных антиклинальных структур здесь сложены не сиенитовыми гранито-гнейсами, как в Адирондаке, а олигоклаз-кварцевыми гнейсами, интрузивное происхождение которых дискуссионно. Начало складчатых дислокаций и метаморфизма в Поясе возвышенностей предшествовало внедрению гранитных масс, однако последние формировались в период орогении и рассматриваются как синтектонические интрузивы.

Метаосадочные породы региона представлены гранатсодержащими кварц-биотитовыми гнейсами, амфиболитами и пироксеновыми амфиболитами, скарнами и карбонатными породами, кварцитами. Минеральные ассоциации этих пород аналогичны породам амфиболитовой и гранулитовой фаций и фации пироксеновых роговиков, но не соответствуют точно ни одной из них (П. Симс, 1958 г.).

Среди интрузивных образований выделяются кварцевые диориты и граниты (от роговообманковых до аляскитов). Оруденение генетически связывается именно с аляскитовой фацией гранитов. Взаимоотношения магматических пород убеждают в принадлежности этих пород дифференциатам одной первичной гранитной магмы, интрудировавшей в породы гренвильского возраста.

Особенности гранитов Адирондака и Пояса возвышенностей [91], (П. Симс, 1958 г.) можно видеть на диаграммах рис. 11—12. Эти интрузивные породы не отличаются существенно от материнских гранитов большого числа магнетитовых месторождений других регионов, в частности Южной Якутии. Что касается пространственного расположения месторождений в Адирондаке и Поясе возвышенностей, то оно определяется в основном одними и теми же факторами: литологией, магматизмом и структурами [2; 90]. В отношении структурного фактора, в частности, отмечается следующее. Метаосадки, заключающие магнетитовые концентрации, во многих случаях располагаются на склонах куполов или антиклинальных (в том числе и тектонобластических) структур с ядрами из более древних ортогнейсов. Месторождения находятся среди парагнейсов, скарнов и амфиболитов, участвующих в синклинальных складках и залегающих в резко превосходящих их по объемам массах гранитов. Для отдельных округов Адирондака и Пояса возвышенностей имеет место преимущественное размещение магнетитовых месторождений в тех или иных по составу породах. Так, в округе Сент Лоуренс, например, резко преобладают месторождения в скарнах, в округе Довер большая часть оруденения располагается в гнейсах, а в районе оз. Стерлинг Лэйк — в пироксеновых амфиболитах. Обычно оруденение концентрируется только в одном из крыльев складки и лишь частично проходит вокруг ее замка в другое крыло. При этом возникают характерные для региона формы рудных тел, имеющие вид рыболовного крючка.

Петрографическая характеристика пород

Исследователи отдельных районов Адирондака и Пояса возвышенностей выделяют в них обычно три группы метаосадочных пород: различные кварциты и гнейсы, амфиболиты и скарны (вместе с карбонатными породами). Мигматитовые и гранитизированные разности этих пород рассматриваются внутри соответствующих групп.

Парагнейсы включают как собственно метаморфические, так и метасоматически-измененные образования и связаны переходами с различными мигматитами и гранитами. Среди них доминируют биотит-кварц-полевошпато-

вые разности. Подчинены гнейсы, содержащие роговую обманку, пироксены, гранат или силлиманит. Гнейсы часто сильно мигматизированы и гранитизированы с изменением текстур и появлением в их составе недвойникового микроклина. Распространены их включения в гранитах. Силлы последних в пироксеновых гнейсах нередко контаминированы пироксеном. В соответствии с общей концепцией образования осадков гренвильской серии в условиях, отличающихся от эвгеосинклинальных, осадочными эквивалентами главной части парагнейсов региона считают [99] не граувакки, а значительно более отсортированные осадки (глинисто-песчанистые с частью известковистых).

Широко распространенные в железорудных поясах региона пироксеновые разности гнейсов рассматриваются как метасоматические производные переработанных пироксеновых скарнов. По содержанию кварца эти породы варьируют от пироксеновых кварцитов до пироксеновых амфиболитов. Полевые шпаты всегда значительны (до 50% объема). Пироксен гнейсов в одних разностях представлен моноклинным, в других — ромбическим (П. Симс, 1958 г.).

Мраморы и скарны. Употребление этих терминов в цитируемых работах требует пояснений. Термин «скарны» применяется к породам, сложенным Ca-Fe-Mg-силикатами на 90% и более. Породы с количеством этих силикатов от 50 до 90% обозначаются как «кальцитовый скарн» и т. д. Околоскарновые породы в описаниях не выделяются и зачисляются в группу скарнов. При характеристике состава пород минералы приводятся списком, который соответствует совокупности минеральных видов, встреченных в обсуждаемых породах той или иной группы.

В Адирондаке и Поясе возвышенностей скарны встречаются преимущественно в пластообразных телах среди гранитов в ассоциации с пироксеновыми гнейсами, амфиболитами, полевошпатовыми гранулитами и мраморами. При этом в зоне развития гранитных пород доломитовые мраморы отсутствуют. В то же время в северо-западной части региона, где интрузивные массы гранитов менее значительны и скарны имеют локальное развитие, доломитовые (и кальцитовые) мраморы развиты широко. Это непосредственно указывает на то, что именно данные разности карбонатных пород наиболее благоприятны для замещения их скарнами в процессе прогрессивного привноса кремнезема, железа и других компонентов [2, с. 255].

Находимый сейчас в скарнах региона мрамор полностью кальцитовый, что, однако, по Баддингтону и Леонарду, отнюдь не может рассматриваться как свидетельство его исходно кальцитового состава [91, с. 24]. Исследователи внешней северо-западной части Адирондака [99, с. 1032] пришли к выводу, что многие из этих мраморов в раннюю стадию метаморфизма были доломитовыми. Нечистые разности среди этих мраморов в регионе менее распространены. Поскольку многие пластовые тела скарна гомогенны и почти мономинеральны при мощности до десятков метров, предполагается, что и исходная карбонатная порода была тоже гомогенной. Там же, где скарны не гомогенны, обычно имеются доказательства привноса нового дополнительного материала.

Высказывания ранних исследователей гренвильской серии о ведущем, якобы, значении доломитизации чистых кальцитовых мраморов в интрузивных контактах и о привносе магния при образовании амфиболитов по карбонатным породам в ходе гранитизации не соответствуют наблюдавшимся в Адирондаке фактам [99, с. 1024]. Последние свидетельствуют, что исходными породами являлись доломиты и осуществлялся вынос магния. При этом примесь силикатов, принимавшаяся ранее за обусловленную исходной загряз-

ненностью карбонатного осадка, является результатом метасоматизма с привносом кремнезема и других компонентов. Значение наличия в ряде мраморов исходных примесей оценивается как второстепенное.

О мощностях пачек карбонатных пород в разрезе Адирондака сообщается, что в северо-западной части региона они очень велики. К северо-востоку и к юго-востоку мощности карбонатных пород и занятые ими площади резко сокращаются, с заменой этих пород продуктами их преобразования. На участках месторождений мощность мраморов колеблется от десятка сантиметров до первых десятков метров. Из характерных примесей в них выделяются графит и турмалин.

Для Пояса возвышенностей, среди скарнов и магнетитовых руд которого имеются форстеритовые и хондродитовые разности, а в мраморах нередки хондродит, серпентин, флогопит, приводятся данные, из которых следует, что в разрезах отдельных районов присутствует по нескольку пластов карбонатных пород от почти чистых кальцитовых до типичных доломитовых. Положение последних в разрезах скарновых контактов может быть иллюстрировано на примере обнажения в долине Тимбер Брук. Строение этого контакта следующее (П. Симс, 1958 г.):

альбит-олигоклазовый гранит	диопсидовый скарн (около 8 м)	сланцеватый хондродитовый мрамор с серпентином (1,7 м)	хондродитовый мрамор (около 8 м)	мрамор почти без силикатов (около 7 м)

Количество хондродита в мраморе вблизи контакта со скарном составляет 25%, оно уменьшается с удалением в сторону мрамора.

Довольно подробный обзор карбонатных пород Пояса позвышенностей для района Пиквест (округ Уоррен), где известны магнетитовые месторождения, приводит В. Бейли (1941 г.). В мраморах района распространены форстерит или хондродит, флогопит, магнезиальный пироксен, серпентин и тальк, количество которых нередко возрастает до появления соответствующего состава скарнов или серпентиновых и тальковых пород с переменным количеством флогопита. Так, П. Хотц (1953 г.) приводит состав «известняка» с 61% форстерита и 14,9% магнетита в месторождении Эйлс, где, кроме того, имеются пироксеновые скарны и пироксен-скаполитовые породы. Химические анализы серпентиновых пород в качестве образовавшихся по форстеритовым скарнам типичны. Из разрабатывающихся магнетитовых месторождений, заключенных в этих мраморах, указываются Эйлс, Квин, Литтл, Риддл, Рауб.

Форстеритовые и хондродитовые скарны. В различной мере подвергшиеся замещению магнетитом или продуктами их преобразования в виде серпентиновых масс эти породы описаны рядом исследователей (В. Бейли, 1941 г.; Р. Колони, 1923 г.; Дж. Кемп, А. Холлик, 1894 г.), [130] в значительном числе мест Пояса возвышенностей (месторождения Тилли Форстер, Мэхоупэк, Ред Бэк, Стэндиш, Крафт, Тодд, О'Нейл, Форши, в железорудном районе Брюстер, в некоторых месторождениях района Пиквест, а также Варвик).

Минеральный состав этих скарнов довольно обычен: наиболее распространены хондродит и флогопит, редки форстерит (Ред Бэк и Эйлс), клиногумит и шпинель. Из более низкотемпературных широко развит серпентин, встречаются магнезиальный хлорит и брусит. Кальцит и магнезит распространены как второстепенные минералы-примеси.

Пироксеновые и гранат-пироксеновые скарны. Минеральный состав скарнов данной группы следующий [133], (П. Симс, 1958 г.).

А. Для Адирондака: главные минералы — пироксен и гранат; подчиненные — тремолит, актинолит, антофиллит, паргасит, феррогастингсит, флогопит, скаполит и флюорит; акцессорные — ортит, апатит, барит, битовнит и лабрадор, кальцит, эпидот, графит, гельвин (?), гиперстен, ильванит, монацит (?), калиевый полевой шпат, кварц, шпинель, циркон. Кроме того, в измененных скарнах — пумпеллиит (до 3% объема породы), изредка датолит, цеолиты.

Рудные минералы — магнетит, вонсенит, пирротин, пирит, халькопирит, молибденит, сфалерит, лёллингит и др. Скарны, сложенные форстеритом или гумитовыми минералами, в регионе не известны.

Б. Для Пояса возвышенностей: главные минералы скарнов — пироксен, роговые обманки, флогопит и гранат; подчиненные — шпинель, хондродит, серпентин, скаполит, основной плагиоклаз, хлорит; акцессорные — форстерит, кальцит, сфен, апатит, полевые шпаты, кварц и др. Рудные минералы — магнетит, пирит, пирротин и халькопирит. За исключением слюдистых разностей, рассматриваемые скарны однородные средне- и крупнокристаллические массивные породы. Слюдистые разности обычно грубополосчаты или пятнисты.

Диопсидовые скарны постоянно содержат флогопит (от следов до 15%) и изредка актинолит. Первичный кальцит присутствует почти повсеместно (от единиц до 15%). Иногда встречаются магнетит и графит. Редки апатит, флюорит, хлорит. Сульфиды обычны.

В магнетитсодержащей части адирондакских скарновых тел диопсидовый скарн встречается только в более мощных скарновых зонах (>17 м мощности) и нигде не содержит магнетитового оруденения. Установлены переходы этого скарна в мрамор.

Судя по оптическим свойствам и химическим анализам пироксена и флогопита диопсидовых скарнов [133, табл. 1], этот пироксен представлен фассаитом.

Салитовые и ферросалитовые скарны местами с актинолитом или феррогастингситом, флогопитом и кальцитом (каждый от 0,00 до 10—15%). Ортит, гранат, сульфиды и кварц — спорадические акцессорные минералы. Именно эти скарны в основном и вмещают магнетитовое оруденение. В Адирондаке они наиболее распространены и связаны постепенными переходами с пироксен-амфиболовыми разностями. Переходы к мрамору обычно происходят через диопсидовый скарн и почти всегда «послойно». Реликты диопсидового скарна в темных ферросалитовых или узлы последних в диопсидовых скарнах исключительно редки. Химический анализ и оптические свойства пироксена скарнов [133, табл. 1] определяют его как салит-авгит.

Гранат-пироксеновые скарны сложены переменными количествами железистого пироксена (5—90, обычно 30—35%), гранатом (5—90%) и крупнокристаллическим, часто оранжевым кальцитом (до 15%). Гранат этих скарнов имеет существенно андрадитовый состав ($Анд_{56}Гросс_{32}Альм_{8}Спес_{1}$), и гроссуляровые разности не встречаются. Эти скарны дают всю серию переходов к ферросалитовым. Когда андрадит присутствует в породе в небольшом количестве, он замещает ферросалит. Однако в богатых гранатом разностях он выглядит одновременным с пироксеном. Эти скарны содержат концентрации сульфидов, но лишь редко и немного магнетита.

Химические анализы и оптические свойства пироксенов этих скарнов [55] соответствуют характерным для ферриавгитов, распространенных в известковых скарнах железорудных месторождений Алданского щита. Сходство пироксен-гранатовых скарнов Адирондака с таковыми южноякутских месторож-

дений простирается на все сколько-нибудь существенные детали составов и структурных взаимоотношений ассоциирующих в этих скарнах минералов [79].

Клиноамфиболовые скарны имеют различный состав — от актинолита через роговую обманку до феррогастингсита. Преобладают последние. Эти скарны обычно содержат и ферросалит — в рудном теле Маунт Плизент — это Пи $_{40}$(П. Симс, 1958 г.), а также слойки и линзы флогопита. По-видимому, в преобладающей части данных скарнов обозначаемая феррогастингситом роговая обманка представлена сине-зеленой скарновой разностью [79; 133, табл. 1]. Для типичного роговообманкового скарна указывается решительное преобладание в его составе роговой обманки (>90%), однако в ряде мест (например, в месторождениях Карлтон Боди, Маунт Хоуп) пироксен преобладает над роговой обманкой.

В Адирондаке амфиболовые скарны рудоносны лишь в месторождениях Джейвилл и Хардвуд Милл, в других же местах магнетит в этих скарнах редок и присутствуют сульфиды. В противоположность этому, в округе Довер Пояса возвышенностей роговообманковые скарны часто вмещают оруденение. Кроме того, эти скарны образуют линзообразные тела мощностью меньше 0,5 м в контактах некоторых рудных тел с олигоклаз-кварц-биотитовыми гнейсами, развиваясь за счет последних. Тела роговообманкового скарна содержат тонкие линзы и слои (менее 0,3 м мощностью) гнейсов и амфиболитов, а также флогопитовых «скёл». Во многих местах они секутся гранит-пегматитами. Боковые породы большинства роговообманковых скарнов—аляскиты,но местами в одном из боков отмечаются амфиболовые или пироксеновые гнейсы. Роговая обманка сине-зеленая, и там, где сохранился пироксен, видно, что она развивается с его замещением. В месторождении Джейвилл роговообманковый скарн содержит значительное количество флюорита.

Своеобразный роговообманково-флогопит-шпинелевый скарн описан из окрестностей месторождения Сплитрок Понд (округ Довер). Этот скарн слагает тело около 8 м шириной в пироксеновом скарне. Порода содержит 85% светло-зеленой роговой обманки, 10% флогопита и 5% шпинели (n = = 1,755) и инъицирована гранит-пегматитом с гигантскими кристаллами роговой обманки (П. Симс, 1958 г.). Антофиллитовый скарн встречен лишь на месторождении Джейвилл.

Флогопитовые скарны (скёлы американских геологов), судя по их характеристикам, представляют собой продукт преобразования в одних случаях шпинель-фассаитовых скарнов, а в других — околоскарновых пород и гнейсов. В ряде районов Адирондака и Пояса возвышенностей пироксеновые скарны характеризуются присутствием в них переменных, нередко значительных количеств магнезиально-железистых слюд. Среди них выделяются светлые и темные разности, первые относятся к флогопиту, а вторые — к «биотиту». Химический анализ темных слюд и их оптические свойства [133, с. 26] показали невысокую железистость (около 26%) и соответствие этих данных не биотитовой, а флогопитовой линии корреляции [79, фиг. 41].

Флогопитовые массы здесь образовались в результате преобразования пироксеновых скарнов с одновременным рудным замещением [2]. В ряде месторождений они заключают значительную часть промышленных магнетитовых руд.

Околоскарновые породы и гранитизированные скарны значительно распространены в обоих рассматриваемых регионах. Эти породы, объединяемые американскими геологами под названием «измененные скарны», в ряде месторождений выступают в качестве предпочтительно концентрирующих оруденение.

Одни из них имеют все переходы к пироксеновым скарнам, другие сближаются с пироксеновыми гнейсами. Из двух главных подгрупп — «скаполитовых скарнов» и «скарнов с кварц-полевошпатовым материалом» — первая, в нашем представлении, соответствует околоскарновым породам, вторая же — в основном мигматитовым (гранитизированным) разностям скарнов и околоскарновых пород, а также скарнированным парагнейсам. Более широко распространенные пироксен-скаполитовые породы не несут оруденения, гранитизированные же разности скарнов (и скарнированные гранитизированные гнейсы?) в некоторых месторождениях содержат значительные рудные тела (Тремблей Маунтин в Сент Лоуренс и Эллис в Клинтоне). Скаполит-пироксеновые породы развиваются и на контактах скарнов с гранитами и пегматитами. При этом в месторождении Клифтон Майн они внешне и по составу очень сходны с аналогичными породами южноякутских и шведских месторождений.

Составы гранитизированных скарнов Тремблей Маунтин таковы: $Пи^{18}$ $Амф^{30}Кв^{35}Би^{2}Мгт^{15}$ с Орт, Шп, Ап, Цр, Сфд; $Пи^{26}Амф^{20}Кв^{21}Би^{1}Кпш^{20}Мгт^{12}$ с Орт, Шп, Эп—Цт, Пумп, Сфд; $Пи^{60-33}Амф^{2}Би$ $Кпш^{22-46}$ $Пл^{0-1}$ $Мгт^{11-17}$ с Сфд, Орт и др. [133, табл. 4].

Для калиевого полевого шпата этой части скарнов и скарнированных гнейсов отмечается [133], что он представлен прозрачной недвойникованной разностью с $-2V = 40—55°$ и $r > v$, т. е. аналогичен калиевому полевому шпату околоскарновых пород и измененных гнейсов Таежного месторождения [79]. Плагиоклаз в данных породах вполне подчинен. Это олигоклаз-андезин, образующий частично каймы по стыкам зерен магнетита с пироксеном и кварцем.

Гранитизированным скарнам присуща гетерогенность текстуры. Во многих местах развиваются грубополосчатые мигматиты.

Все отмеченные выше исследователи Адирондака и Пояса возвышенностей в той или иной форме подчеркивают пространственную и генетическую связь между скарнами и мраморами, с одной стороны, и более молодыми гранитами, с другой стороны. Все скарны представляются возникшими на месте пород карбонатного состава. В одних случаях с непосредственным их замещением, в других— с замещением метаморфических пород (амфиболитов и др.), образовавшихся на их месте (П. Симс, 1958 г., с. 25). Предположения о возможности скарнового замещения орто- и парагнейсов не высказывается. Скарны магматической стадии не выделяются. Однако фактически почти все исследователи пишут о скарновых мигматитах и о гранитизированных или инъицированных гранитами скарнах, в том числе и несущих магнетитовое оруденение (А. Постел, 1952 г., с. 39 и др.).

Рассматривая происхождение различных фаций гранитов Адирондака, А. Баддингтон (1939 г., с. 160) отмечает, что в связи с интрузией гранитной магмы в гренвильскую толщу «начальные растворы» воздействовали на известняк с образованием пироксеновых гранулитов и скарнов, а также амфиболитов. Следом происходило частичное замещение амфиболитов и гранулитов микроклином и олигоклазом.

Наконец, Леонард и Баддингтон [133, с. 192 и 78] характеризуют часть руд месторождения Спрюс Маунтин как залегающие в гранитизированных и мигматизированных пироксеновых скарнах, заключенных в микроклиновых гранито-гнейсах. При этом они исходят из представления, что метасоматоз, приведший к образованию скарнов, начался до появления гранитов и продолжался (или подновлялся) после того, как бóльшая часть этих гранитов основательно консолидировалась.

Как видим, во всех этих высказываниях совершенно ясно выражена концепция двух этапов скарнообразования, из которых первый связан с процессом гранитизации карбонатных пород. Очевидно, все скарны Адирондака, образовавшиеся в магматическом этапе, должны принадлежать к магнезиальным.

Как отмечают Леонард и Баддингтон [133], характер «ранних» скарнов региона полностью не известен, и их силикаты могли быть очень бедны железом. Поскольку в описаниях данных исследователей и П. Симса (1958 г.) темные разности пироксеновых скарнов рассматриваются развивающимися за счет флогопит-диопсидовых скарнов, следует, очевидно, считать последние представителями «ранних» скарнов, наименее измененных по сравнению с другими разностями. Последующее изменение железистости пироксена данных скарнов относится ко времени рудоотложения и связывается с местами, благоприятными по структурным и другим условиям. При этом принимается, что наибольшие изменения в пироксеновых скарнах в связи с рудной минерализацией заключались не в появлении новых более низкотемпературных минералов, а в изменениях внутри решеток отдельных минералов (пироксена, слюды), с развитием более богатых железом и глиноземом разностей.

Темные пироксеновые (±гранат) скарны в Клифтон Майн располагаются преимущественно между алюмосиликатными породами (пироксеновыми гнейсами, кварц-полевошпатовыми гранулитами) и рудами. В одних случаях между пироксеновым скарном (салит-ферросалитовым) и мрамором располагается флогопит-диопсидовый скарн, в других — темный скарн непосредственно граничит с мрамором, сменяясь далее в сторону от него рудой. Тот факт, что в такой же позиции, как пироксеновый скарн, оказывается и пироксеновый гнейс, переходящий по простиранию в этот скарн, убеждает в следующем: в ряде случаев пироксеновый гнейс является основой для развития на его месте темного пироксенового (и пироксен-гранатового) скарна.

Поскольку в цитируемых работах американских геологов вырисовывается магматический этап скарнообразования, развитие гранатов, амфиболов, флогопита и других скарновых и апоскарновых минералов (см. выше), а также оруденения с замещением пироксена, шпинели и форстерита, очевидно, следует рассматривать как послемагматическое преобразование скарнов магматического этапа. Однако, говоря об этих последних, в Адирондаке и Поясе возвышенностей нужно учитывать следующее.

1. Как отмечают исследователи метаморфического комплекса гренвильской серии [99, с. 1022], все магматические породы Адирондака реагировали с метаосадками и могли давать гибридные породы и скарны. Анортозиты также инъицируют скарны (А. Баддингтон, 1939 г.). Поскольку во многих месторождениях региона присутствуют интрузивные гранитоиды по меньшей мере двух возрастов, время и последовательность формирования скарнов различного состава в этих месторождениях подчас довольно неопределенны.

2. Хотя скарнирование мраморов во многих случаях ясно связано с локальными интрузивными телами (главным образом молодых гранитов), в тех же мраморах распространены крупные однородные пласты, неправильные массы, гнезда диопсидовых скарнов с флогопитом и хондродитом. Эти скарны располагаются без ясной связи с интрузивными контактами [99, с. 1023] и некоторыми исследователями без оснований были названы метапироксенитами.

3. В составе скарновых тел Адирондака и Пояса возвышенностей волластонит, как правило, отсутствует. Пласт волластонитовой породы известен в висячем боку скарнового тела месторождения Клифтон Майн [133, с. 113].

Между полевыми шпатами (или скаполитом) этой породы и пироксеном (а также волластонитом) иногда появляются венчики граната. Эти породы интрудированы более молодыми гранитами, с которыми связаны и скарны.

В верхней части разреза докембрия в контактах кварц-пироксеновых сиенитов с известняками также отмечается появление клинопироксена с волластонитом, сфеном, скаполитом и другими минералами. Возможно, появление волластонита в скарнах региона объясняется, как и в месторождениях Алданского щита, локальными понижениями давления углекислоты в зонах тектонических нарушений.

Широкое распространение других более низкотемпературных и абиссофобных минералов — пумпеллиита и датолита — в измененных скарнах и гнейсах в регионе, очевидно, следует связывать уже с теми проявлениями более молодого магматизма, которые имели место «...много позже периода главного метаморфизма и внедрения гранитов» [90].

Размерность скарновых тел в рассматриваемых регионах не имеет общей (сводной) характеристики. Если оставить в стороне мелкие линзовидные тела пироксеновых скарнов, то главная часть последних образует скарновые зоны, в которых разобщенные прерывистые пластообразные и линзообразные тела скарнов многократно переслаиваются с мраморами, околоскарновыми породами, пироксеновыми и иными гнейсами, амфиболитами. Протяженность таких зон может измеряться километрами, длина же отдельных скарновых тел ограничена и лишь редко превышает первые сотни метров. Мощность этих тел в большинстве случаев не превышает первых десятков метров.

По-иному выглядит характеристика рудоносных роговообманковых скарнов. Ножевидных очертаний тела этих скарнов, залегающие в кварц-олигоклазовых гнейсах и имеющие мощности даже в несколько метров, хорошо выдерживаются на очень больших расстояниях. П. Симс (1958 г.), детально изучавший месторождения в роговообманковых скарнах, представляет их как последнюю стадию изменения карбонатных пород в прогрессивном этапе. Особенности их размерности и формы он пытается объяснить условиями пластической деформации тел карбонатных пород среди гнейсов в ходе формирования сжатых изоклинальных складок. Мощности тел роговообманковых скарнов, имеющих плоско-ромбовидное сечение, колеблются от 0,25 до 20 м (в среднем 3—7 м) при протяженности по простиранию от 30 м до 2 км и по падению до 600 м. Как по простиранию, так и по падению мощность этих скарновых тел может уменьшаться и увеличиваться.

Амфиболиты. Среди пород данной группы в Адирондаке, кроме обычных пара- и ортоамфиболитов, выделяются метасоматические разности, встречающиеся в виде линз и пластов в мраморах. Образование их связывается с воздействием на карбонатные породы растворов, двигавшихся впереди главной магмы гранитов или отделившихся от интрузии (А. Баддингтон, 1939 г., с. 161; 180). Эти породы рассматриваются и как аналог пироксен-плагиоклазовых гнейсов, в которых роговая обманка заместила пироксен. Детально они описаны П. Хотцем (1953 г., с. 167 и 170).

П. Симс (1958 г.) выделяет амфиболит-мигматиты, характеризуя их как породы, содержащие неправильные обособления аляскитового материала, между которыми растет количество биотита. Микропертит и кварц замещают плагиоклаз и роговую обманку исходной породы. Поскольку изменения, связанные с воздействием гранитов, проявлены во всех типах амфиболитов региона, различить эти типы крайне сложно. Специальными исследованиями было установлено лишь, что ортоамфиболиты обычно богаче кобальтом, никелем, хромом,

скандием и медью и беднее свинцом, золотом и барием, чем амфиболиты, происшедшие из карбонатных осадков [98].

С амфиболитами, особенно с пироксеновыми их разностями, в Поясе возвышенностей связаны промышленные магнетитовые руды.

Магнетитовое оруденение

В Адирондаке и в Поясе возвышенностей выделяются следующие типы магнетитовых месторождений [2]: а) в скарнах и измененных скарнах, б) в амфиболитах, в) в смешанных породах (гранито-гнейсах с примесью пироксена, пироксеновых гнейсов и др.), г) в силлиманитовых и мигматитовых кварц-микроклиновых гнейсах. В зависимости от распространения тех или иных пород в различных районах преобладают те или иные типы.

Несмотря на большие различия крайних из перечисленных типов месторождений, все они обладают некоторыми общими особенностями. Все эти месторождения — постдеформационные, высокотемпературные (послепегматитовые) тела замещения. Магнетит этих месторождений беститанистый. Доказательства метасоматического характера рудной минерализации для каждого типа многочисленны и исчерпывающи. Кроме того, все эти месторождения в представлении большинства изучавших их геологов связаны общностью источника рудоносных растворов (в виде послемагматических растворов аляскитовых и микроклиновых гранитов). Здесь будут рассмотрены в основном лишь характеристики месторождений в скарнах. Сведения о других типах месторождений можно найти в многочисленных работах, перечисленных в начале данного раздела.

Если не касаться известных в Поясе возвышенностей концентраций в скарнах форстеритовой зоны, то главной особенностью большей части скарновых месторождений обоих рассматриваемых регионов окажется пироксеновый состав скарнов, вмещающих оруденение. Поскольку эти скарны параллелизуются с преобразованными магнезиальными скарнами магматического этапа, большинство скарновых месторождений Адирондака и Пояса возвышенностей следует относить к магнезиальноскарновой формации. Однако сложность геологического строения и состава многих из них в условиях разновозрастного активного магматизма в регионе побуждает нас предпочесть выделение для рассмотрения лишь наиболее ярких (типичных) и лучше изученных месторождений. Безусловно должно быть подчеркнуто, что и хорошо представленные в Поясе возвышенностей месторождения в амфиболитах, заместивших доломиты, по существу также должны рассматриваться как месторождения магнезиальноскарновой формации, поскольку эти амфиболиты участвуют в строении метасоматической магнезиальноскарновой колонки в качестве ее крайней тыловой зоны.

Таким образом, из общих особенностей магнетитовых месторождений рассматриваемых регионов главной является исключительное развитие в большинстве их лишь пироксеновых скарнов и пород более тыловых зон метасоматической колонки магнезиальных скарнов магматического этапа, которые и концентрируют оруденение. Эта особенность, несомненно, обусловлена значительно более высокой степенью гранитизации доломитовых мраморов гренвильской серии в более внутренней части Адирондакских гор и в большей части Пояса возвышенностей, чем это имеет место для доломитов иенгрской серии в Алданском щите и для доломитов Центральной Швеции.

Естественно, наиболее интенсивной гранитизация доломитов оказывалась в их телах, полностью захваченных гранитами, что имеет место, например, в месторождении Хардвуд Милл (округ Сент-Лоуренс) и др. Впрочем, в определенных частях региона Адирондака с его сложным магматизмом отсутствие рудоносных форстеритовых скарнов может быть объяснено следующим образом: в ряде рудных полей фация представленных в них магнезиальных скарнов характеризуется ассоциацией диопсида с доломитом, т. е. является более низкотемпературной, чем фация, для которой характерна ассоциация форстерита с кальцитом.

Ограничение распространения магнетитовых месторождений районом, в котором метаосадочные породы тесно ассоциируют с гранитами, отмечалось неоднократно (Д. Ньюленд, 1908 г., с. 23; А. Баддингтон, 1939 г., с. 178). В частности, сообщается [133, с. 17], что в округе Сент-Лоуренс все магнетитовые месторождения находятся вблизи по меньшей мере одного (а вообще более чем одного) значительного тела более молодых гранитов различных фаций. Это видно и на геологической карте (см. рис. 40), на которой показано расположение магнетитовых месторождений округа. Для большинства скарновых месторождений расстояние их от гранита того или иного типа в среднем 70—100 м, а от аляскитов 0,3—0,6 км.

Магнетитовые месторождения в Поясе возвышенностей образуют не непрерывные рудные пояса, а соответствуют лишь направлениям, вдоль которых располагаются разобщенные тела промышленных магнетитовых руд. Эти пояса разделяются дальше на рудоносные зоны и группы рудных тел. Изученность последних неравномерна. Геологическое положение и экономическое значение большинства месторождений установлены, однако вещественный состав скарнов и руд многих из них изучен весьма слабо [133], (П. Симс, 1958 г.)

Месторождения в породах зоны форстеритовых скарнов

Месторождение Тилли Фостер находится в округе Патнэм (в Поясе возвышенностей, штат Нью-Йорк). Имеются лишь краткие и неполные его характеристики [150; 131; 130]. Месторождение выработано до глубины 200 м. Рудное тело представляло собой линзу примерно 170 м длиной при наибольшей ширине 53 м, залегавшую согласно с вмещающими полосчатыми гранитизированными гнейсами серии гренвилл. Для руд месторождения характерны магнетит, хондродит, шпинель, рипидолит, брусит и серпентин. Указываются, кроме того (Р. Колони, 1923 г.), остатки незамещенных клино- и ортопироксенов, почти бесцветного оливина и флогопита. Магнетит сечет все эти силикаты. Подчеркивается также, что карбонатные породы во внешнем контакте рудного тела отсутствуют, но остатки их имеются в рудном теле. В составе этих пород указываются кальцит (~50%), хондродит (~25%), клинопироксен, шпинель, светло-зеленая слюда и магнетит, а также клинохлор и турмалин.

Химический состав руд месторождения приведен выше в табл. 6 (ан. 15 и 16). К аналогам месторождения Тилли Фостер в районе относятся месторождения Ред Бэк, Стэндиш Майн, Крафт, Тодд и Мэхоупэк. Последнее располагается в 23 км западнее Тилли Форстер в контактовом ореоле крупнокристаллического белого гранита. Рудное тело имеет общую мощность 30 м и состоит из четырех зележей (мощностью от 3 до 17 м), чередующихся с гранитизированными гнейсами. Залежи очень неправильны по форме, мощности их сильно изменчивы; местами они раздваиваются и снова соединяются. Длина

рудного тела 400 м, однако на месторождении имеется смещение; смещенная часть тела не найдена.

Полный химический анализ средней пробы от 12 т руды месторождения Мэхоупэк следующий (%): Fe 54,22; SiO_2 8,78; TiO_2 следы; Al_2O_3 3,078; MnO 0,186; MgO 10,065; CaO 1,45; P 0,012; S 0,014; CO_2 0,25; фтор и щелочи 0,43; влага 0,05; вода 0,758 (Р. Колони, 1923 г.) Образцы скарнов из отвалов содержат хондродит, клиногумит, флогопит, клинохлор, серпентин, кальцит, магнетит. Последний замещает все другие минералы. Для месторождения Ред Бэк указывается наличие оливин-магнетитовых руд, а также широкое развитие пород флогопит-диопсид-оливинового состава и тремолитовых с диопсидом скарнов [130, с. 88].

Менее отчетливо обрисованы некоторые месторождения рудного пояса Сплитрок Понд — Шарлоттесберг в округе Довер. В этом поясе форстерит и гумитовые минералы установлены лишь для скарнов и кальцифиров в долине Тимбер Брук, руды же связаны со светлыми флогопитовыми и пироксеновыми скарнами и с апоскарновыми серпентиновыми породами.

Месторождения в пироксеновых скарнах

Среди особенностей магнетитовых месторождений в пироксеновых скарнах Адирондака и Пояса возвышенностей существенны следующие [133], (П. Симс, 1958 г.). Рудные тела формируются предпочтительно в темных пироксеновых и флогопитовых скарнах. Месторождения компактны, мелкие до средних, с изменчивым содержанием железа и сложны структурно. Тела богатых руд (с содержанием Fe $>50\%$) сопровождаются средними (35—50% Fe) и бедными (20—35% Fe) рудами.

Мощность главных рудоносных зон в скарновых пачках значительно колеблется. Чечевицы и линзы магнетитовой руды в скарновых зонах, выклинивающиеся по простиранию на первых 150—300 метрах и по падению (в основном, вероятно, до 180—250 м), имеют мощность от единиц до десятков метров. В поясе Грин Понд, например, размеры чечевиц обычно от метра до 13 м по мощности до 150 м по простиранию и до 170 м по падению; однако встречаются и более мощные (до 65—70 м) тела.

Мощности рудных тел в скарнах всегда меньше мощностей скарновых зон, но корреляции между ними не существует. Промышленная часть в месторождениях округа Сент Лоуренс составляет от 8 до 70% массы скарна. Оруденение располагается обычно в висячих и лежачих боках скарновых тел (пачек) и редко в средних их частях. Положение рудных тел в разрезе меняется не только от месторождения к месторождению, но и в пределах одного месторождения. Аналогично по характеру и расположение в месторождениях остатков мраморов, со стороны которых в скарнах преимущественно размещаются руды. В скарновой пачке может быть несколько рудных тел с разным содержанием железа. Например, в месторождении Клифтон Майн на 13 м мощности рудной массы со средним содержанием Fe 42% может иметься по нескольку интервалов с 60 и с 40% Fe и несколько интервалов безрудных скарнов.

Главным в составе руд является магнетит, гематит встречается как примесь вторичного минерала; пирит и пирротин незначительны и присутствуют не всегда. Характерны пироксен (салит-авгит с $fm = 30—50$), флогопит (fm до 25%), кальцит, иногда амфибол. В средних рудах часто видно чередование слойков в 5—6 мм (до 10—15 см), богатых магнетитом, со слойками, богатыми темным пироксеном, флогопитом или реже амфиболом, местами вместе с кальцитом.

Слойки глуботаблитчаты, но неправильны в деталях. Бедные руды отличаются от средних лишь более тонкими слойками магнетита и большей резкостью их границ. Широко также распространены единичные зерна магнетита и неправильные их группы в массе скарна, амёбовидные пятна и анастомозирующие жилки, соединяющиеся между собой. Более редки грубые жилы и гомогенные массы магнетита. Где магнетита меньше, там замещение им минералов скарна более ясно.

Микроскопическое изучение руд показывает наличие в магнетите продуктов распада твердых растворов. Эти продукты представлены микровыделениями шпинели и ильменита, из которых второй редок (в микропластинках и зернах). Полные химические анализы руд в пироксеновых скарнах Адирондака и Пояса возвышенностей весьма немногочисленны. В целом эти руды малосернистые, с низким содержанием титана, марганца и фосфора.

Боковыми породами рудных тел являются либо сами скарны, либо пироксеновые гнейсы и гранулиты (редко биотит-кварц-плагиоклазовые гнейсы), либо различные граниты и гранито-гнейсы. В месторождении Хардвуд Милл (округ Сент Лоуренс) скарново-рудное тело мощностью 12 м находится полностью в аляските. Незамещенный скарн — главным образом салитовый, местами с примесью полевых шпатов и амфибола, биотита, граната. На контакте с рудным телом аляскит сменяется сиенитовой породой с пироксеном и со шлирами пироксенового скарна [133, с. 132]. Мелкие жилки массивной руды проникают в гранит. Магнетит, кроме того, проходит в межзерновые пространства и микротрещинки магматической породы. Хорошие примеры такого развития магнетита в граните и в пегматите приведены на фотографиях полированных штуфов П. Симсом (1958 г.).

Заслуживают внимания отмечаемые почти всеми исследователями рассматриваемых месторождений многочисленные факты различных несогласий рудных тел с боковыми породами месторождений. Оставляя в стороне несогласное расположение богатых руд в скарнах, отметим, что мелкие жилки массивного магнетита местами проходят и в гнейсы, и в амфиболиты. В месторождении Тибо полосчатость гнейса пересекается лежачим боком рудного тела почти под прямым углом. П. Симс (1958 г.) описал на месторождении Ричард Майн не только срезание рудным телом полосчатости аляскита, но и отходящие в гранит жилки руды. Указывается [133, с. 44] явление размещения рудного тела месторождения Скэйт Крик в различных стратиграфических горизонтах скарново-рудной пачки.

Рассмотрим некоторые примеры месторождений в пироксеновых скарнах.

Месторождение Клифтон Майн. В округе Сент Лоуренс месторождение считается наиболее крупным. До 1952 г. здесь добыто 2—2,5 млн. т руды с 38% Fe, которая доводилась до 62—63%-ного концентрата.

Главные породы участка — скарны, метаосадочные кварц-полевошпатовые гранулиты и соответствующие гнейсы, роговообманковые гранито-гнейсы и более молодые кварц-сиенитовые ортогнейсы и породы гранитной серии.

Рудное тело залегает в скарновой пачке, заключенной в более древних гранито-гнейсах, которые их подстилают и переслаивают (рис. 41). Более молодые граниты располагаются в крыле скарновой пачки. Кварц-полевошпатовые гранулиты содержат переменные количества пироксена, роговой обманки или биотита (5—15%). Они однородны или переслаиваются с телами скарнов (от 10—15 см до 1,5 м) и с парагнейсами.

Пироксеновые гнейсы обычны вблизи или в подошве главной части скарновой пачки с переходами к пироксен-кварц-плагиоклазовым и пироксен-

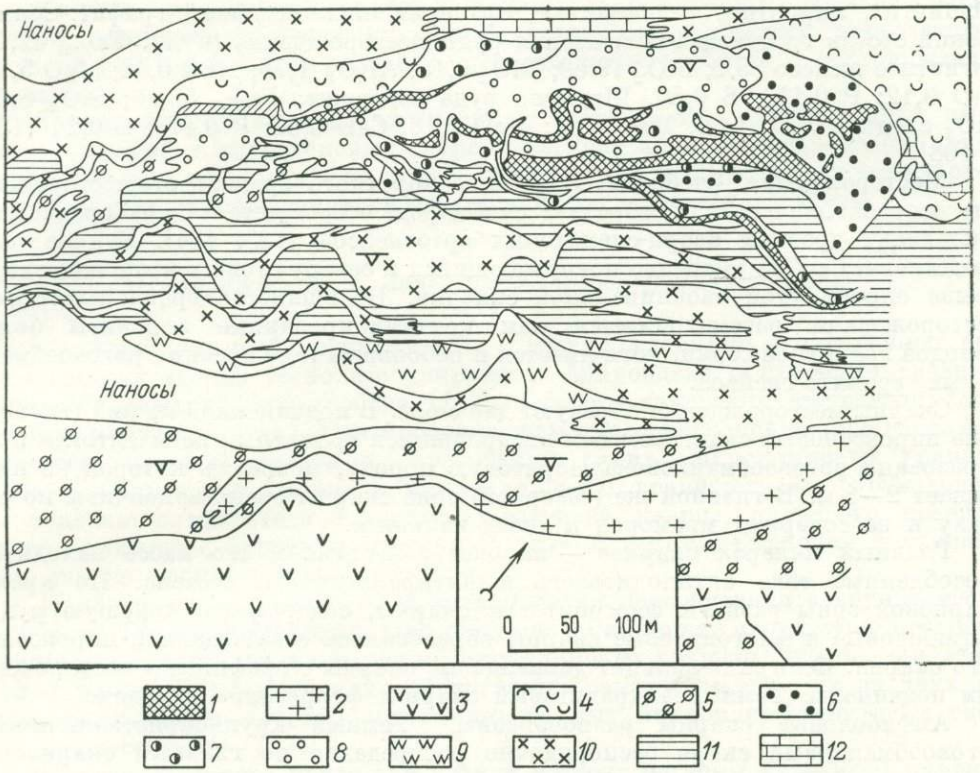


Рис. 41. Геологическая карта скарново-магнетитового месторождения Клифтон Майн [90].
1 — магнетитовая руда; *2* — аляскитовый гранито-гнейс; *3* — роговообманковый гранито-гнейс; *4* — нерасчлененные скарны, местами включающие измененные разности и парагнейсы; *5* — темный пироксеновый скарн (измененный с привносом кварца, полевого шпата или скаполита), местами с гранатом; *6* — гранат-пироксеновый скарн; *7* — салитовый до ферросалитового скарн, темно-зеленый; *8* — скарн диопсид-флогопитовый, светло-зеленый с несколькими тонкими зонами салитового или ферросалитового скарна; *9* — смешанный контаминированный пироксеновый сиенит, местами гранит, с волластонитовой породой; *10* — древний гранито-гнейс, в значительной мере факоидальной текстуры, в основном роговообманковый; *11* — кварц-полевошпатовые гранулиты, местами пласты факоидального гранито-гнейса; *12* — мраморы; и силикатовые мраморы

микроклиновым гнейсам. Часть последних представляет собой мигматизированный скарн, пронизанный сиенитовым и гранитным материалом.

Среди скарнов представлены светлые флогопит-диопсидовые(фассаитовые?), а также темные пироксеновые и гранат-пироксеновые разности. Состав граната на месторождении почти постоянен ($Анд_{56}$). На геологической карте (см. рис. 41) темные пироксеновые скарны объединены с пироксен-скаполитовыми околоскарновыми породами и с частично гранитизированными скарнами. Не выделены и флогопитовые скарны, мощность которых сравнительно невелика.

Руда залегает в скарнах в виде уплощенных линз в 300—600 м длиной, при мощности 9—25 м и вырабатывалась до глубины 200 м, на которой рудное тело сохраняется. Рудные линзы располагаются частично кулисообразно и по простиранию и по падению испытывают раздувы и пережимы. Оруденение концентрируется то в середине скарновой пачки, то в ее лежачем боку, то в висячем. В середине пачки рудное тело расщепляется.

Руда сложена магнетитом с небольшой частью мартита, в котором найден вонсенит. В кальцит-флогопит-диопсидовом скарне встречаются кобальтовый

лёллингит, пирротин, халькопирит, сфалерит, колломорфный графит. Химический состав требующей обогащения руды месторождения (в %): $Fe_{общ}$ 42,25; магнитное железо 35,9; SiO_2 19,50; TiO_2 0,18; Al_2O_3 1,75; MnO 0,16; MgO 5,96; CaO 9,12; P 0,170; S 0,50. Штуфная руда содержит: $Fe_{общ}$ 59,16; SiO_2 8,26; TiO_2 следы; Al_2O_3 1,86; MnO 0,41; MgO 2,16; CaO 5,55; P 0,175; S 0,24 [133, с. 108].

Месторождение Джейвилл. В течение короткого времени это месторождение разрабатывалось. Оно образует своего рода остров метаосадков среди подстилающих древних кварц-сиенитовых ортогнейсов [133, 134]. Рудное тело представляет собой умеренно погружающийся к северу столб в крутопадающем крыле опрокинутой изоклинальной складки. Большинство гранитных пород месторождения рассматривается как контаминированные аляскиты более молодой гранитной серии, хотя имеется и небольшое тело древних роговообманковых гранито-гнейсов.

Скарны месторождения образуют две зоны. В подчиненной из них (южной) зоне пироксеновый скарн изменен внедрившимся гранитным пегматитом и преобразован в роговообманково-флюоритовую породу, мощность которой не превышает 2—3 м. В главной же (северной) зоне скарны очень изменчивы по составу и не содержат мраморов и гнезд кальцита.

Главный минерал скарнов — пироксен; местами в его массе находятся обособленные тела актинолитового и антофиллитового состава. По краям скарновой зоны развиты флогопитовые скарны, содержащие хорошую руду. Амфиболовые и флогопитовые скарны образовались с замещением пироксенового скарна. Флогопит-кальцит-диопсидовые скарны с графитом в месторождении подчинены. Темный андрадитовый скарн с ферросалитом редок.

Амфиболовые скарны разнообразны. Темный крупнокристаллический роговообманковый скарн беспорядочно распределен по главным скарновым залежам в прерывистых телах мощностью от десятков сантиметров до 1,5—2 м. Порода обычно содержит биотит, пироксен или флюорит в качестве породообразующих минералов. Роговая обманка представлена сине-зеленой и голубой, частично паргаситовой разностями. Темные роговообманковые скарны обычно содержат флюорит (до 20 и даже 60%). Бедные флюоритом разности богаты ферросалитом. В некоторых из них встречается скаполит.

Большинство роговообманковых скарнов явно принадлежит к апоалюмосиликатным образованиям [79]. Скарны с голубым амфиболом могут быть и рудоносными. Флюорита в них мало или вовсе нет, присутствует флогопит, а иногда также антофиллит. Антофиллитовый скарн в нескольких телах мощностью в 5 м встречен среди пироксеновых скарнов, местами содержит флогопит (до 20%). Этот скарн лишь иногда слабо минерализован, даже в тех случаях, когда он заключен в рудной массе. В одном из образцов отмечена зеленая шпинель (до 6%) и в одном — плагиоклаз состава An_{30} (до 20%).

Около флогопитовых скарнов встречаются переходные разности с отношением в них антофиллита к флогопиту 1 : 1. Состав антофиллита меняется от породы к породе, но в целом это глиноземистая и железистая разность. Флогопит обычно светло-зеленый до бесцветного. Мощность тел флогопитовых скарнов от 1,5 до 10 м. Встречаются они спорадически в пироксеновых скарнах (главным образом в северной зоне). Железистость флогопита варьирует и, судя по химическому анализу одного из образцов, доходит до 25%.

Руда встречается во флогопитовых, ферросалитовых, роговообманковых в том числе в кварцсодержащих, частью богатых флюоритом скарнах. Магнетитовые массы в большинстве размещены у стенок главной скарновой зоны. Суль-

фиды в руде очень скудны (пирит, халькопирит). В изученных образцах магнетит не содержит вростков ильменита, шпинель же местами присутствует. В части руд преобладает вонсенит, распределение которого в месторождении не изучено.

Таким образом, едва ли не главной особенностью рассмотренных выше месторождений в пироксеновых скарнах региона является размещение оруденения только в той части этих пород, которая подверглась интенсивным преобразованиям в ранней щелочной стадии послемагматического этапа.

Месторождения в измененных пироксеновых скарнах

Месторождения данной группы вместе с месторождениями в измененных гранито-гнейсах весьма тесно ассоциируют в Адирондаке с районами развития микроклиновых гранито-гнейсов [133]. Процесс изменения вмещающих оруденение пород представляется продолжением или подновлением того же самого процесса, который привел к образованию самих микроклиновых гранито-гнейсов. Изменение скарна и микроклинового гранито-гнейса происходило до появления магнетита и включало развитие кварца, калиевого полевого шпата, флюорита, барита и местами апатита и ортита. Скаполит в измененном скарне распространен локально.

Наиболее представительно и экономически перспективно в группе месторождение Тремблей Маунтин. Оно приурочено к сложно структурно построенной полосе метаосадочных пород и микроклиновых гранито-гнейсов, заключенной в роговообманковых микропертитовых гранитах, и состоит из двух поясов, разделенных пластом контаминированных микроклин-сиенитовых гнейсов мощностью 50—70 м.

Породы северного пояса в основном состоят из зоны (33—36 м) пироксенового и измененного пироксенового скарнов, подстилаемой биотитовым гнейсом. Руда ограничена 5—7-метровым пластом скарна вверху зоны известковых пород, сразу под биотит-микроклиновым гранито-гнейсом и гранитизированным биотитовым гнейсом. В южном поясе преобладают сильно измененные пироксеновые скарны, в основном минерализованные. Наибольшая мощность их зоны — около 100 м. Концентрация и мощность лучшей руды обычно больше у висячего бока скарновой пачки.

В качестве измененных скарнов на месторождении рассматриваются породы, в силикатной части которых кварц, полевые шпаты или скаполит составляют от 10 до 60%, остальная же масса сложена пироксеном, амфиболом или обоими этими минералами. В зоне измененных скарнов находятся скарн, измененный скарн, ассоциирующие с ним кварцевые породы, гранито-гнейсы, сиенито-гнейсы, сиенито-граниты, пегматиты, аплиты и метаосадочные гнейсы. Количественное соотношение этих пород в зоне измененных скарнов таково [133, с. 205]: измененный скарн 8—57%, скарн 6—26%, кварцевые породы 4—26% и прочие породы 30—63%.

Скарны представлены двумя типами: светло-зелеными и средне- или темно-зеленым (более распространен). Оба гомогенны. Светло-зеленый скарн встречается в пластах мощностью 1,5—3,5 м среди гнейсов или в виде прослоев в мощной зоне темного скарна; нигде не несет оруденения. Обычно тонкие пласты скарна в гранитных породах полностью изменены в более темные. Темно-зеленый скарн слагает пласты в измененном скарне, в кварцевых породах, между гранито-гнейсами и кварцевыми породами, также в гранитах

висячего бока. Местами служит рудовмещающим. В составе породы характерны кварц (~2%), магнетит (до 3%); спорадически немного флогопита или вторичной зеленой роговой обманки; сульфиды, апатит, следы сфена.

Измененные скарны — это гетерогенные породы с кварцем, полевыми шпатами и другими минералами, среди которых местами обилен пумпеллиит. Нередко они связаны переходами с грубыми мигматитами и гранитами. Пироксен имеет $n_p = 1{,}692 - 1{,}703$ и выглядит аналогично с пироксеном темных скарнов. Амфибол сине-зеленый. Калиевый полевой шпат недвойниковый, исключительно прозрачный с $2V = 40 - 55°$, $r > v$. Плагиоклаз незначителен (обычно меньше 5%), он появляется в частичных каймах между магнетитом и пироксеном, реже между магнетитом и кварцем и, кроме того, в изолированных зернах и в мирмеките. Другой тип изменения скарнов (с минерализацией магнетитом и подчиненными пиритом, пирротином, халькопиритом и сфалеритом) представлен на севере месторождения. Здесь пироксеновый скарн местами слегка замещен кварцем и недвойниковым калиевым полевым шпатом и сильно — баритом (иногда с флюоритом).

Магнетитовая минерализация затрагивает местами все породы, кроме роговообманкового микропертитового гранита, аплита и некоторых пироксеновых и роговообманковых гнейсов и диопсидового скарна, в котором магнетит встречается лишь как акцессорный. Исключительное разнообразие пород, вмещающих магнетитовую минерализацию, считается прямым доказательством образования месторождения путем замещения. Главное оруденение находится преимущественно в скарне и измененном скарне, и эту избирательность Леонард и Баддингтон [133, с. 211] называют поразительной. Данные два типа пород заключают в себе около 80% руды. Измененный скарн содержит до 71% рудной массы.

Тонкие зерна светло-зеленой шпинели обычно присутствуют как включения в магнетите, иногда бусинками вдоль спайности, но не были обнаружены в силикатной массе. Небольшое количество микровростков ильменита в магнетите (~0,5%) обычно присутствует. Интересна находка на месторождении ильваита в количестве 15—20% массы образца, однако о распространенности его сведения отсутствуют.

Химические анализы руд месторождения приводятся лишь частичные [133, с. 218, 219]. Содержание растворимого железа колеблется от 26,3 до 31,6%; от 0,37 до 0,72% TiO_2; P 0,017—0,117% и S от 0,52 до 3,51%.

Распространенный в рудах месторождения ортит отмечен в количествах до 0,6%. Допускается возможность лучших находок в других аналогичных месторождениях.

В ряде случаев по составу к рассмотренным выше рудам близки руды из смежной группы (типа) месторождений, обозначаемых в Адирондаке как месторождения в измененных гнейсах. Последние заключают и пласты скарнов, которые вместе с ними подвергаются оруденению (А. Постел, 1952 г., с. 38).

Приведенные характеристики месторождений в измененных скарнах и гнейсах не дают, как видим, возможности различить среди соответствующих разностей указанных пород гранитизированные пироксеновые скарны и околоскарновые породы от скарнированных мигматитовых гнейсов. Между тем, как показывает опыт изучения месторождений Южной Якутии, совместное присутствие тех и других из этих пород в качестве рудоносных в месторождениях типа Тремблей Маунтин весьма вероятно.

Месторождения в роговообманковых скарнах

Месторождения данной группы значительны по числу, а отдельные из них и по размерам. Встречены они лишь в округе Довер (П. Симс, 1958 г.).

Роговообманковые скарны в качестве рудоносных пород втречаются в районе в широко разобщенных телах. Они содержат изредка тонкие линзы и пласты (меньше 0,3 м мощности) парагнейсов, амфиболитов и флогопитовых скарнов. Во многих местах эти скарны секутся гранит-пегматитами. Боковые породы большинства тел — в основном аляскиты, но местами в одном из боков могут быть пироксеновые гнейсы или амфиболиты. В большом числе рудных полей района оруденение в роговообманковых скарнах сочетается с оруденением в гнейсах или амфиболитах.

Для массивных руд в роговообманковых скарнах очень характерна блоковость, обусловленная системами трещин. Пироксен и роговая обманка в массе руды распределяются неравномерно, биотит же придает ей сланцеватый облик. Встречаются чередования массивной руды со скарном. Форма скарново-рудных тел в общем случае удлиненно-таблитчатая с плосколинзовидным поперечным сечением. Эти тела могут расширяться и выклиниваться и появляться вновь. Протяженность отдельных тел весьма значительная, и некоторые из них разрабатывались вдоль плавного погружения их по простиранию на протяжении до 3 км и до глубин порядка 700 м. Мощность тел варьирует от 0,2 до 20 м. Там, где имеют место резкие пережимы тел, возникают структуры рудных столбов. Поскольку при этом сами скарны и руды не несут следов деформаций, следует, по-видимому, предположить, что указанные изменения мощности происходили еще в исходных карбонатных породах. Некоторые рудные тела расщепляются на два или три тела. Замещение скарна магнетитом нередко происходит по всей мощности тела.

Минеральный состав руд в роговообманковых скарнах изучен слабо. Главный рудный минерал — магнетит. Первичный гематит весьма незначителен (в основном во вкрапленном типе руд). Рассеянные микровростки ильменита и шпинели в магнетите широко распространены, но совершенно незначительны. Пирротин, пирит и халькопирит редки. Развитие магнетита с внедрением вдоль границ зерен минералов вмещающей породы и их замещением в бедных рудах хорошо видно.

Месторождения рудного поля Маунт Хоуп. Наиболее представительными, и в то же время крупными в пределах рудного поля являются месторождения Тэйлор и Маунт Плизент. В этом рудном поле разрабатывалось 11 месторождений, суммарная добыча из которых на 1961 г. составила 5,6 млн. т. Главный источник руды — скарновое месторождение Тэйлор. Породы участка этого месторождения представлены метаосадочными, гранитными и смешанными.

Скарново-рудная залежь Тэйлор — таблитчатая, средней мощностью около 7 м. Длина тела около 500 м. Руда замещает роговообманковый скарн, отличающийся слоистостью, возникшей от чередования тонких (2—2,5 см) пироксеновых слоев с флогопитовыми, которые чередуются с роговообманковыми. Местами гранитные пегматиты образуют неправильные, но в целом согласные прослои в скарне. Типичный разрез поперек рудного тела выглядит так (П. Симс, 1958 г.): 1) порода лежачего бока — аляскит с тонким слоем амфиболита в контакте; 2) магнетитовая руда, массивная блоковая, тонкозернистая; 3) аляскит неминерализованный; 4) магнетитовая руда, массивная блоковая; 5) аляскит неминерализованный; 6) флогопитовый скарн с рассеянным магнетитом; 7) магнетитовая руда, массивная богатая; 8) магнетитовая

руда бедная с флогопитом; 9) руда грубозернистая, массивная с несколькими процентами рассеянных зерен амфибола и пироксена; 10) магнетитовая руда блоковая со значительным количеством апатитовых зерен; 11) порода висячего бока — аляскит.

Степень замещенности скарна магнетитом различна. Там, где замещение более полное, руда блоковой структуры и содержит заметные выделения апатита, располагающиеся параллельно полосчатости скарна. В других местах в руде имеются переменные количества роговой обманки и других темноцветных минералов. В нескольких местах магнетит замещает граничащий с рудой аляскит на расстоянии до 2,5 см от скарна. Содержание железа в руде изменяется от 45 до 65%. Скарновое тело в целом согласно со структурой окружающих пород, но местами отмечаются значительные несогласия. Химические анализы руд месторождения Тэйлор не приводятся.

Роговообманковый скарн и оруденение в месторождении Маунт Плизент сходны с описанными для месторождения Тэйлор. Химический анализ среднего образца руды месторождения Маунт Плизент (%): SiO_2 3,77; TiO_2 1,30; Al_2O_3 0,79; Fe_2O_3 61,16; FeO 29,56; MnO 0,06; MgO 0,04; CaO 1,23; Na_2O 0,12; K_2O 0,14; H_2O 0,16; P_2O 0,448; S 0,11; V_2O_3 0,095. Определение Cr, Co, Ba и Sr показало их отсутствие в руде (П. Симс, 1958 г.).

Месторождения в амфиболитах изучены слабо, по причине ограниченности их разработки. Наиболее представительны месторождения района Стерлинг Лейк и Рингвуд, в которых было добыто порядка 5 млн. т руды. В тех же рудных полях или зонах представлены и скарновые месторождения. Общая характеристика их дана П. Хотцем (1953 г.).

Из изложенного ясно, что отсутствие скарново-железорудных месторождений в гренвильских толщах Северо-Западного Адирондака тесно связано со значительно меньшим по масштабу и интенсивности проявлением здесь магматизма, чем в восточных районах региона. Естественно, возникает вопрос: как обстоит дело в смежных с севера провинциях Канады, на территории которых устанавливается значительное сходство основных особенностей состава докембрийских пачек пород и магматизма с таковыми Адирондака? Если судить по обзорной работе Е. Роуза (1958 г.), то в Квебеке и в Онтарио имеются магнетитовые месторождения, тесно ассоциирующие с докембрийскими карбонатными породами и заместившими их скарнами. Лишь немногие из этих месторождений (Хилтон Майн в Квебеке, Мармора в Онтарио) являются крупными и разрабатываются. Подавляющее же большинство — месторождения мелкие. Минеральный состав и другие особенности скарновых руд этих месторождений в общих чертах сходны с таковыми района Адирондака. Для северо-западной части последнего подчеркивалось, что нигде на этом огромном и хорошо обнаженном пространстве преобладающе метаосадочных пород нет свидетельств существования пластовых железорудных формаций [99]. Аналогичным образом для отмеченных месторождений Канады указывается (Е. Роуз, 1958 г., с. 89), что теория осадочно-метаморфического происхождения этих месторождений опровергается фактами.

Сопоставление приведенных выше характеристик скарново-железорудных месторождений в докембрии районов Адирондака и Пояса возвышенностей с докембрийскими же месторождениями Южной Якутии и Центральной Швеции позволяет выделить в качестве главных следующие особенности месторождений США.

1. Значительно более высокую в среднем степень гранитизации доломитов. При наличии ряда месторождений в форстеритовых скарнах преобладают

месторождения в скарнах пироксенового и роговообманкового состава, в пироксен-полевошпатовых околоскарновых породах и в аподоломитовых амфиболитах. Ярче и шире представлены мигматизированные разности этих вмещающих оруденение пород. Среди пород гнейсового комплекса в рудных узлах преобладают гнейсо-граниты.

2. Большее разнообразие пород, подвергающихся замещению магнетитом с образованием промышленных месторождений. В частности, более широкое и интенсивное скарновое преобразование с оруденением различных гнейсов и мигматитов.

3. Несколько более отчетливо геологически выраженные метасоматический характер и послегранитный возраст магнетитового оруденения.

Вместе с тем указанные и другие имеющиеся различия не в состоянии заслонить удивительное сходство главных (а иногда и второстепенных) особенностей месторождений указанных трех регионов.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА ЗАПАДНОЙ МОРАВИИ, ЧЕХОСЛОВАКИЯ

Число опубликованных описаний данной группы скарново-магнетитовых месторождений довольно велико. Перечень основных из них приведен в работе Д. Немеца (1963 г.), положенной в основу данного краткого очерка.

В общей характеристике скарнов региона выделяются встречающиеся вместе магнезиальные и известковые разности, без расчленения последних по формациям. В целом известковые скарны региона рассматриваются в основном как метасоматические докембрийские образования, возникшие при реакциях между карбонатными (и вмещающими их силикатными) породами и послемагматическими растворами гранитоидов. Позднее весь комплекс пород (в том числе и скарны) был регионально метаморфизован, и гранитоиды переведены в мигматитовые ортогнейсы. Перекристаллизация скарнов прошла с частичным переотложением их компонентов.

Скарново-рудные тела залегают в различных, неравномерно мигматизированных гнейсах. Магнезиальные скарны то располагаются в висячем боку известковоскарновых залежей (Вишневое), то слагают узкие (1—2 м) разобщенные пропластки среди них (Кордула), или скорлуповидные прослои мощностью до 10 м в роговиках, окружающих известковоскарновое ядро (Слатина). Местами (Кордула) в линзах магнезиальных скарнов отмечаются реликты мраморов со шпинелью.

Магнезиальные скарны хорошо представлены в небольшом числе месторождений (Вишневое, Кордула, Слатина, Жупановичи, Бельковичи, Будеч около Ждяру, Кржижаново). Взаимоотношения их с известковыми скарнами, а также внутреннее строение их тел недостаточно изучены и слабо охарактеризованы.

Минеральный состав известковых скарнов слагается из пироксена, граната и амфибола, к которым добавляется плагиоклаз (андезин). Там, где вмещающие парагнейсы богаты слюдой или содержат кордиерит (Жупановичи), появляются альмандин-биотитовые «скарны», отделяющие пироксеновые скарны от указанных гнейсов. Пироксен скарнов данной группы — железистый салит до геденбергита (n_g = 1,727 — 1,754), обычно в той или иной мере уралитизирован.

В магнезиальных скарнах описаны как шпинель- (флогопит)-форстеритовые разности, так и разности диопсидовые с флогопитом, светлой роговой

обманкой и шпинелью, а также флогопит-кальцит-диопсидовые с подчиненным форстеритом (в рассеянных зернах). Форстерит нередко сильно серпентинизирован. Судя по величинам светопреломления пироксена, железистость диопсида не превышает 20% (n_p = 1,674—1,681), а у флогопита она обычно меньше 8—10% (n_m = 1,591) и лишь редко поднимается до 17% (n_m = 1,600). Минералы гумитовой группы полностью отсутствуют.

В химическом составе пироксеновых и форстеритовых скарнов, в различной мере измененных, содержания глинозема обычно значительны (среднее по 8 анализам 5,7% Al_2O_3, при максимальном 10,73%).

Магнезиальные скарны иногда наполовину сложены магнетитом, который развивается с их преимущественным замещением.

На основании специальных исследований состава редких элементов в скарнах региона Д. Немец (1964 г.) делает вывод, что образование этих рудоносных скарнов путем метаморфизма осадочных руд железа исключается.

ГЛАВА III

Месторождения гипабиссальной фации

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОВЕТСКОГО СОЮЗА

Общие особенности, связанные с условиями глубинности

Выделены следующие особенности, связанные с условиями глубинности: а) бо́льшая, чем в абиссальной фации, роль трещинной тектоники в формировании как самих скарнов, так и заключенного в них оруденения; б) нередкое положение скарново-рудных тел в виде остатков кровли и ксенолитов внутри интрузивных масс; в) распространенность столбообразной формы рудных концентраций в скарнах; г) меньшие в среднем размеры месторождений и преимущественно комплексный характер магнетитовых руд (главным образом за счет бора, меди, вольфрама, олова, золота, висмута); д) неравномерное, часто широкое развитие апомагнезиальных известковых скарнов и руд, в том числе с участием абиссофобных минералов (монтичеллита, карбонат-боратов и др.).

В качестве представителей этой части железорудных месторождений в СССР можно указать значительное число эксплуатирующихся месторождений, многократно описанных в литературе (см. табл. 1). Сравнительно лучше изучены месторождения Западной Сибири и Урала, в самое последнее время в печати появились их характеристики в качестве магнезиальноскарновых. Не приводя полное повторение характеристик, выделим лишь те, которые являются своего рода отличительными для отдельных месторождений.

Наименее освещено в литературе Шерегешевское месторождение (Горная Шория), с которым автор знаком лишь по каменному материалу сборов С. С. Лапина, В. Н. Шарапова и В. С. Приходько, а также по литературным данным. Это месторождение заслуживает дополнительного рассмотрения, поскольку вопросы положения во времени представленного в нем оруденения, связи его с теми или иными магматическими породами и даже сама принадлежность месторождения к контактово-метасоматическим до сих пор служат предметом дискуссий. Описание месторождения приводится по данным [1; 3; 9; 22; 50; 51; 52; 66; 83; 84].

Месторождение Шерегешевское

Шерегешевское месторождение входит в Кондомскую группу железорудных месторождений Горной Шории, которая располагается в одноименной грабен-синклинали в зоне мощного глубинного Алтае-Кузнецкого разлома длительного развития. Основанием Кондомской рудоносной структуры является скрытый гранитоидный массив [1].

Кондомская грабен-синклиналь состоит из четырех разделенных разломами блоков: северного, центрального, юго-восточного и юго-западного, различающихся литологией слагающих их толщ и характером проявленного в них магматизма. Выполняющие синклиналь вулканогенные отложения кембрия перекрываются терригенной толщей ордовика и кислыми

вулканическими породами предположительно девонского возраста. Наибольшую мощность кембрийская толща имеет в центральном блоке, который считается и наиболее перспективным по оруденению на глубине [1].

Разрез толщи здесь следующий. В низах — андезитовые порфириты и туфы среднего состава с прослоями нечистых известняков, известковистых алевролитов, глинистых сланцев и др. В средней части доминируют известняки и доломиты, а в верхах — трахитовые порфиры, андезитовые порфириты и туфы среднего и кислого состава. Этот комплекс пород составляет шалымскую свиту и прорывается интрузиями габбро, сиенитов и гранитов. В основании терригенной толщи ордовика располагаются базальные конгломераты, среди обломочного материала которых одни исследователи указывают обломки скарнов, магнетитовых руд и сиенитов [57, с. 12], а другие полностью это отрицают [52, с. 6]. Данное расхождение существенно, поскольку с ним связана та или иная оценка возраста активного интрузивного магматизма и оруденения в Кондомской группе в целом. Сторонники вулканногенно-осадочной гипотезы образования месторождения настаивают на среднекембрийском возрасте интрузий. Вопрос этот, по-видимому, нельзя считать окончательно решенным.

В средней части шалымской свиты преобладают мраморизованные, подвергающиеся скарновому замещению известняки и доломиты. Кальцитовые мраморы, граничащие с магнезиальными скарнами, являются вторичными и возникли вследствие кальцитизации доломитов [52]. Доломитизации известняков, по сообщению В. С. Приходько, не обнаружено. Доломиты образуют в них, как и в реликтах среди магнезиальных скарнов, небольшой мощности линзы (до 3 м) и пятна. С учетом размеров тел магнезиальных скарнов (до 35 м шириной) первоначальная мощность доломитов была довольно большой.

Месторождение расположено на северо-восточном крыле синклинали, и вмещающие оруденение породы шалымской свиты слагают моноклиналь с преобладающим падением под углами 30—60°. Предположение сторонников осадочно-вулканогенной гипотезы о наличии здесь узкой синклинальной складки с мощными пластами магнетитовых руд не подтвердилось, как не подтвердилось и существование рисовавшейся М. И. Селиверстовой [56] опрокинутой синклинали на Восточном участке. Вместо этой складки бурением здесь вскрыта пологозалегающая пачка измененных вулканитов с мелкими линзообразными скарново-рудными телами и резко отделяющимися от них мраморами.

Вулканогенные породы шалымской свиты, заключающие скарново-рудные массы, подверглись региональному метаморфизму фации зеленых сланцев, а также ороговикованию в контактовых ореолах интрузивных тел.

Представленные на месторождении породы габбро-сиенитового комплекса часть исследователей [57] считают комагматами вулканогенных пород района. При этом габброиды представляют собой первую фазу внедрения, предшествовавшую сиенитам. Они образуют силловые залежи и дайкоподобные линзовидные тела (рис. 42), состав которых колеблется от габбро-пироксенитов до габбро-диоритов с преобладанием габбро и габбро-порфиров. Для тел этих пород характерна сильная такситовость в приконтактовых их частях. Средний химический состав габбро [44] таков (%): SiO_2 47,78; TiO_2 0,67; Al_2O_3 11,35; FeO 5,55; Fe_2O_3 3,61; MnO 0,72; MgO 9,72; CaO 14,38; Na_2O 2,0; K_2O 1,11. Обращает внимание необычно низкое содержание глинозема, количество его колеблется от 5,28 до 18,14% и явно отражает большую пестроту состава габброидов месторождения (см. рис. 11—12). Контактовое воздействие последних на породы шалымской свиты выразилось в ороговиковании вулканитов и в габброизации доломитов с образованием рудоносных магнезиальных скарнов.

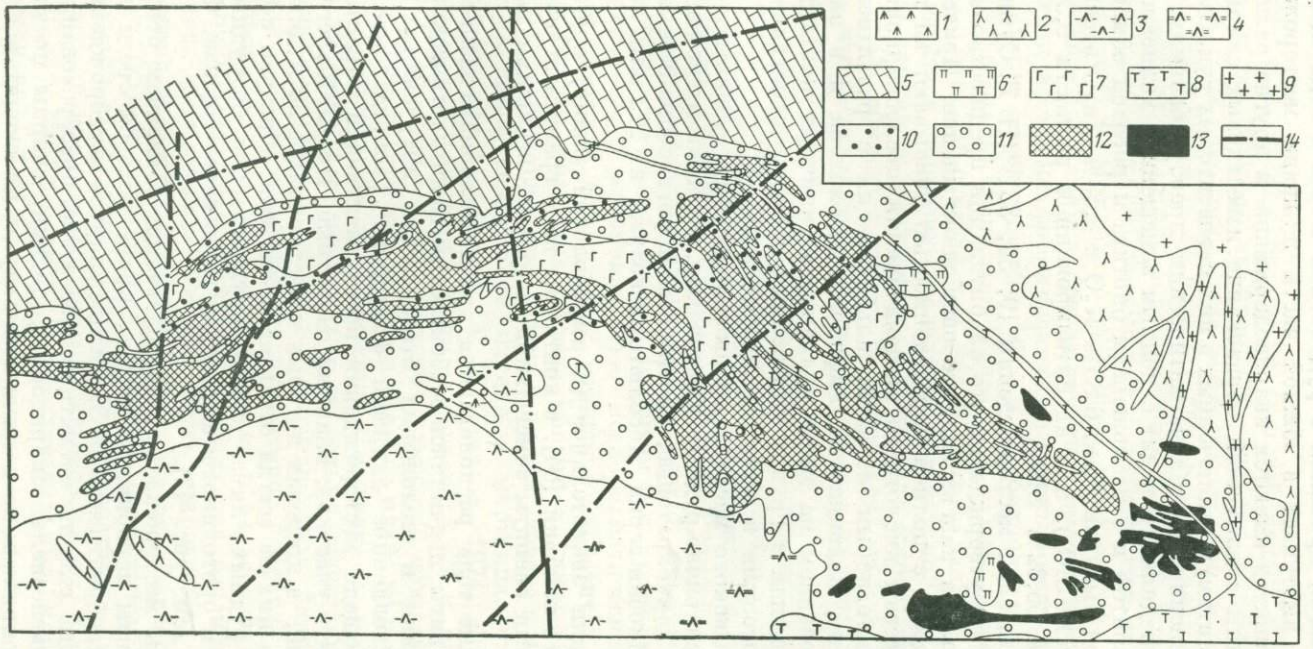


Рис. 42. Геологическая карта «горизонта 465» месторождения Шерегешевского. По материалам В. С. Приходько и А. И. Веселова [52].

1 — роговообманковые порфириты; *2* — пироксеновые порфириты; *3* — альбитизированные породы; *4* — альбититы среднего кембрия; *5* — известняки; *6* — сиенит-порфиры; *7* — габбро; *8* — сиениты; *9* — граниты; *10* — магнезиальные скарны; *11* — известковые скарны; *12* — магнетитовые руды магнезиальноскарновой формации; *13* — магнетитовые тела известковоскарновой формации; *14* — тектонические нарушения

Сиениты прорывают и метаморфизуют породы среднего кембрия, габбро и отложения ордовика, проникая в рудоносные пачки в виде мелких апофиз массива, который выступает в южной части площади месторождения (см. рис. 42). Среди сиенитов имеются кварцсодержащие и другие разности. С породами этой группы связывается образование известковых скарнов (по известнякам и вулканитам) и заключенных в них магнетитовых руд. Сами сиениты подвергаются интенсивным послемагматическим преобразованиям, в основном альбитизации. Последняя проходит с полным замещением калиевого полевого шпата сиенита альбитом и с разложением биотита и роговой обманки. Химический состав пород выглядит так: 6,83% K_2O и 4,53% Na_2O в неизмененном сиените (при 63,14% SiO_2), а в альбитизированной разности 0,36% K_2O и 10,85% Na_2O (при 65,32% SiO_2).

Часть исследователей месторождения [9; 50; 83] (Н. Г. Сумин, 1953 г., В. Г. Корель, 1972 г.) утверждают, что альбитизация предшествовало скарно- и рудообразованию. На наш взгляд, это ошибочное мнение. Приведенные характеристики процесса с полной определенностью указывают на принадлежность его к процессам кислотного выщелачивания (послескарновым и здесь послерудным). Аналогичным образом, альбитизация с развитием эпидота, хлорита, лейкоксена, волокнистых амфиболов проявлена и в экзоконтакте сиенитов, с образованием на месте вулканитов типичных контактовых пропилитов, которые вошли в группу измененных пород, рассматриваемую указанными исследователями в качестве доскарновых.

Граниты Сарлыкского массива прорывают как интрузивные тела габбро и сиенитов, так и скарново-рудные образования, и слегка их изменяют. Среди гранитов имеются лейкократовые, биотитовые и роговообманковые разности; с ними связана дайковая серия. Абсолютный возраст их 273 млн. лет, т. е. девонский.

Сиениты вызвали значительное (в амфиболовой фации) ороговикование вулканитов среднего кембрия [84], в контактах же с гранитами они сами ороговикованы. Местами сиениты замещаются скарнами, несущими магнетитовое оруденение.

Скарново-рудные тела располагаются среди метасоматически-измененных пород шалымской свиты, подчиняясь особенностям ее литологического состава, трещинной тектоники и положения относительно интрузивных тел габбро и сиенитов. Обусловленное данными факторами распределение скарново-рудных тел на площади месторождения носит следующий характер.

Выделяются пять участков: Главный, Болотный, Новый Шерегеш, Восточный и 2-ой Рудный, в пределах которых известно свыше 30 рудных тел, границы некоторых из них не всегда отчетливы. Эти тела образуют совокупность перемежающихся рудных линз, слабо оруденелых и безрудных скарнов и скарнированных и ороговикованных пород различного состава. Формы рудных тел сложные (см. рис. 42).

Основная часть месторождения располагается в висячем боку частично сохранившейся линзы карбонатных пород, кроме которой среди вулканитов имеются и другие карбонатные тела. В составе скарнов месторождения представлены магнезиальные скарны магматического этапа, преобразованные и известковые скарны магнезиальноскарновой формации, скарны по известнякам и вулканитам и сопряженные с ними эндоскарны по сиенитам. Кроме этих известковых скарнов, на месторождении, по-видимому, имеются известковые скарны, связанные с сиенитами же, образовавшиеся (в качестве уже наложенных) на месте магнезиальных скарнов, порожденных габброидами. Во

всяком случае положение части рудоносных скарнов по отношению к телам габбро и сиенитов (см. правую половину рис. 42) не исключает такой возможности.

Магнезиальные скарны окружают тела габброидов в контактах последних с доломитами. Суммарная мощность этих тел колеблется от 3 до 35 м. [52]. В них отчетливо проявлена метасоматическая зональность обычного для таких случаев типа. От мрамора к габбро следуют зоны шпинель-форстеритового кальцифира, шпинель-форстеритового скарна и шпинель-фассаитового скарна. Детальное описание этих пород и особенностей слагающих их минералов приведено В. С. Приходько [52]. Здесь лишь отметим, что именно в зоне шпинель-фассаитового скарна сосредоточены главные количества магнетита, отложившегося во время формирования скарновых масс. Содержание магнетита в этом скарне доходит до 80% объема. Особенности этой части оруденения (магматического этапа) описаны в главе I, а также ранее [79]. Однако еще Н. А. Батов [3, с. 39] отмечал для руд Шерегеша наличие прожилков пироксена в магнетите и коррозию последнего силикатами.

Уместно напомнить следующее: и для Шалымского месторождения отмечались [3, с. 47] обильный амезит, а также хондродит в друзовых пустотах в магнетите, что заставляет предполагать наличие магнезиальноскарновых руд и в этом месторождении.

В. С. Приходько, приводя развернутую характеристику оруденения в Шерегешевском месторождении, указывает, что железные руды в скарнах по доломитам слагают около 50% рудных тел месторождения, и на участках Болотном и Главном, а также на Северном теле 2-го Рудного — явно преобладают [52, с. 12]. Для этих руд характерна несколько повышенная титанистость магнетита и бедность их сульфидами (пиритом и пирротином), которые развиваются соразмерно с интенсивностью послемагматических преобразований в силикатной части руд. Существенно наличие в магнетитах руд месторождения четкой зависимости отношения железа общего к глинозему и к марганцу. Минимальному содержанию кремнезема и железа общего в магнетите соответствует максимальное содержание магния и марганца, что свидетельствует о вхождении магния в шпинель (А. Н. Павлова, 1974, с. 38).

В восточной части месторождения на горизонте 525 м, по данным А. И. Веселова и В. С. Приходько, значительно количество известковоскарновых руд (см. рис. 42). Вместе с тем эти скарны и руды на плане не расчленены по исходным породам, подвергшимся скарновому замещению и оруденению. Такими породами в данном случае могли быть не только известняки и вулканиты, но также и сами интрузивные породы и магнезиальные скарны с оруденением магматического и послемагматического этапов. Правда, В. С. Приходько [51; 52] приводит характеристики минералов и их ассоциаций в известковых скарнах (апомагнезиальных и иных), позволяющие различать перечисленные типы скарнов. Установлена разнотипность пироксенов (фассаит — салитавгит — диопсид в одних скарнах и ферросалит до геденбергита — в других), гранатов (гроссуляры с реликтами шпинели, флогопитом и ксантофиллитом в одних скарнах и андрадиты с эпидотом и актинолитом — в других), а также различия в ассоциациях минералов и в магнезиальности и в марганцовистости магнетитов (2,35% MgO в магнетите апомагнезиальных скарнов и 0,19—0,41% MgO в известковых) и т. д.

В соответствии с типом скарна и временем его образования и оруденения взаимоотношения его во времени с габбро и сиенитами различны. Исходным положением является следующее. Жильные внедрения габбро отмечаются

для свежих магнезиальных скарнов и руд магматического этапа, имеющих ясную метасоматическую зональность и генетически связанных с габбро, которые содержат местами ксенолиты этих скарнов и руд. Послемагматические известковые скарны, связанные с сиенитами, не рассекаются апофизами последних и не встречаются в них в качестве включений, хотя, очевидно, не исключена возможность нахождения в сиенитах ксенолитов магнезиальных скарнов, заключающих оруденение не только магматического этапа, но и послемагматическое. Для последнего характерно развитие магнетита с четким замещением шпинели, фассаита, форстерита, флогопита и заместивших их салит-авгита, ферросалита, паргасита, раннего граната, ксантофиллита и везувиана, вместе с которыми встречаются более поздние — тулит, лучистые амфиболы и хлорит.

Поскольку в одной и той же руде нередко присутствуют магнетиты магматического и послемагматического этапов, взаимоотношения этого минерала с силикатами (особенно в богатых рудах) часто оказываются противоречивыми и неясными. Вследствие этого требуется каждый раз тщательное изучение минерального состава и структуры рудной массы, чтобы ориентироваться в принадлежности руд к тому или другому из представленных в месторождении типов.

Следует отметить, что в большинстве публикаций по Шерегешевскому месторождению главная часть указанных необходимых характеристик отсутствует, и предлагаемые некоторыми исследователями различные генетические построения на них не опираются. Совершенно не принимается, например, во внимание наличие определенного типа метасоматической зональности вмещающих оруденение скарнов, хотя уже одна она исключает возможность представлять скарново-рудные массы месторождения как метаморфизованные руды вулканогенно-осадочного происхождения.

Резкое несоответствие в фациях метаморфизма вулканитов и заключенных в них скарново-магнетитовых руд, противостоящее представлениям И. В. Дербикова и И. С. Руткевич, М. И. Селиверстова [57] попыталась устранить следующим образом. Вулканиты, метаморфизованные в зеленосланцевой фации регионального метаморфизма и заключающие скарново-рудные тела, по ее схеме подвергаются изменениям в контактовом ореоле интрузивов, роговики которого соответствуют уже амфиболовой фации контактового метаморфизма. Однако вряд ли нужно доказывать, что схема М. И. Селиверстовой в свете приведенных выше общих характеристик железорудных месторождений в скарнах доломитовых контактов является несостоятельной. М. И. Селиверстова, как и другие исследователи, в геологической летописи Шерегешевского месторождения не учитывали формирования большей части магнезиальноскарновых руд до раскристаллизации материнских интрузивов (в представлениях одних — сиенитов, по убеждению других — габбро). Не принималось во внимание и своеобразие условий развития части известковых скарнов и апоскарновых пород (не по карбонатным породам, а по магнезиальным скарнам).

Утверждение В. Г. Кореля [34] о сильном, якобы, метаморфизме руд месторождения со стороны гранитов подверглось обоснованной критике со стороны В. Н. Шарапова и др. [84], показавших, что явления грануляции и перекристаллизации скарновых минералов в породах месторождения отсутствуют даже в ксенолитах этих пород в гранитах. Высокотемпературные новообразования в скарнах и на контактах с гранитами также отсутствуют, а амфиболизация, цоизитизация и другие преобразования не отличаются от обычных широко распространенных апоскарновых изменений, обусловленных снижением температуры растворов. После установления генетической связи большей части

руд месторождения с габбро, а не с более поздними сиенитами [52] стала очевидной и несостоятельность попытки В. Г. Кореля [34] представить руды в известковых скарнах в качестве образований магматического этапа («предмагматическими»).

Таким образом, Шерегешевское месторождение может служить примером тех магнезиальноскарновых месторождений, которые длительное время необоснованно причислялись к известковоскарновым и в качестве представителей таковых считались в основном изученными. Одновременно оно является примером того, как с установлением магнезиальноскарновой природы этих месторождений обнаруживается необходимость коренного пересмотра ведущей части аргументации взаимоотношений скарно- и рудообразования с интрузивными породами рудного поля.

Прочие месторождения

Из других магнезиальноскарновых месторождений Западной Сибири необходимо отметить следующие.

В Тейском месторождении [66] апомагнезиальные и иные известковые скарны развиты очень слабо и сильно и широко проявлена серпентинизация магнезиальных разностей. В связи с этим месторождение было неправильно отнесено [5] к генетическому типу гидросиликатовых.

Месторождение Темиртау располагается во внутренней части материнского интрузива (в пределах крупных и глубоко погружающихся ксенолитов доломитовых мраморов, подвергшихся скарнированию). Апомагнезиальные известковые скарны значительно развиты лишь в нижней части месторождения [35]. В скарново-магнетитовых телах и кальцифирах неравномерно проявлена боратовая минерализация. Для руд месторождения типично повышенное содержание цинка (за счет сфалерита) и распространенность в них флогопита. Основная часть магнетитового оруденения относится к послемагматическому этапу.

В типичных для месторождения разрезах участвуют магнезиальные скарны и их преобразованные разности, замещающие их известковые скарны и скарнированные интрузивные породы, а также апоскарновые (серпентиновые и другие) породы в обычной последовательности зон, свойственной метасоматической колонке магнезиальных скарнов. Главная часть оруденения заключена в скарнах зон *б* и *в*.

По положению в ксенолитах доломитовых мраморов, а также по составу руд и метасоматической зональности в скарновых телах с Темиртау сходно месторождение Железный Кряж в Восточном Забайкалье [31] (П. В. Комаров, 1960 г.). Однако небольшая протяженность ксенолитов на глубину делает это месторождение незначительным.

Главными особенностями магнезиальноскарнового месторождения Леспромхозного (Горная Шория) являются следующие [61].

Материнский интрузив представлен вытянутым телом сиенитов мощностью около 100 м. Скарны северного контакта интрузива значительно отличаются по строению и составу от скарнов южного его контакта. В первом из них развиты обычные магнезиальные разности, вмещающие магнетитовое оруденение, во втором же расположилось мощное тело полностью безрудных монтичеллитовых скарнов магматического этапа.

Магнетитовое оруденение сосредоточено в основном в породах зоны форстеритового скарна и во флогопитовых массах зоны шпинель-пироксенового

скарна. Мощность последних необычно велика (до 40 м). Оруденение сформировалось раньше образования известковых скарнов. Магнетит в части руд сопровождается людвигитом. Бедные руды содержат до 50% флогопита. Это оруденение сменяется книзу сульфидно-магнетитовым (с пиритом, пирротином и халькопиритом) и сопровождается уменьшением среднего содержания железа. В структурах руд месторождения в местах обилия сульфидов отмечаются признаки перекристаллизации.

Один из обычных разрезов через месторождение выглядит следующим образом: сиенит — диопсид-серпентиновая порода (1,5 м) — гранатовый и эпидот-гранатовый скарн с участками везувианового (11 м) — бруситовый мрамор с людвигитом (6,8 м) — магнетитовая руда с блоками клиногумит-флогопитового скарна (23 м) — бруситовый мрамор (1,3 м) — массивная магнетитовая руда (1,4 м) — руда сульфидно-магнетитовая с флогопитом (12,4 м) — пироксен-флогопитовый рудный скарн с гнездами граната (30 м) — сульфидно-магнетитовая руда (20 м) — серпентин-флогопитовый скарн (20 м) — ортофиры.

Не останавливаясь на других железорудных месторождениях Западной Сибири в магнезиальных скарнах(см. табл. 1), заметим лишь, что их типовые и индивидуальные особенности изучены очень слабо. Равным образом лишь совсем недавно было описано в качестве апомагнезиального известково-скарнового длительное время разрабатываемое месторождение Лебяжинское на Урале. Для этого месторождения характерно широкое развитие известковых скарнов по магнезиальным магматического этапа и околоскарновых и близскарновых послемагматических пород. В составе части руд обилен редкоземельный апатит. Оруденению подвергаются как скарны и близскарновые и околоскарновые породы, так и известняки.

С Лебяжинским по интенсивности развития известковых скарнов сходно небольшое месторождение Харангон (южный склон Гиссарского хребта). По данным Н. А. Блохиной (1975 г.), это месторождение располагается в останце карбонатных пород, зажатом между гранодиоритом и эффузивами, с одной стороны, и плагиогранит-порфирами — с другой. В составе апомагнезиальных известковых скарнов установлены монтичеллит, гроссуляровый гранат и магнезиальный везувиан (с 5,46% MgO), ассоциирующие с минералами магнезиальных скарнов.

Подчеркнуто выражены различия скарнов двух формаций в месторождении Солонго. Рассмотрим его главные особенности [36; 37; 38], (Б. К. Виноградов, 1972). Месторождение сформировалось в условиях, близких к монтичеллитовой фации глубинности, на что указывает наличие сахаитовой минерализации [49, с. 160]. Среди скарнов месторождения представлены магнезиальные магматического этапа и преобразованные (преобладают), а также известковые апомагнезиальные скарны и заместившие известняки. Скарны по известнякам промышленной магнетитовой минерализации не несут, она почти исключительно концентрируется в магнезиальных скарнах форстеритовой зоны, где сопровождается людвигитом. Магнетитовые руды нередко заключают жилки пироксен-гранатового и волластонитового скарнов, а значительные массы этого состава содержат реликты форстерита, клиногумита, флогопита и шпинели.

Оруденение имеет комплексный характер. Вместе с магнетитом и людвигитом в висячем боку рудного тела значителен сфалерит, характерны сульфиды железа, а вблизи от интрузии в лежачем боку — шеелит и молибденит. Последний встречается и в скарнах по известнякам, однако без магнетита. Геохимическое различие этих скарнов от магнезиальных резко выступает и в том,

что в последних значителен висмут, отсутствующий в скарнах по известнякам.

Уникальным является состав боратовой минерализации, представленной совокупностью магнезиальных, известково-магнезиальных и известковых боратов [38]. Среди магнетитов месторождения имеются разности, приближающиеся к якобситам. При этом наибольшее содержание марганца отмечено в рудах среди апомагнезиальных известковых скарнов, наименьшее — в рудах магнезиальных скарнов.

Интересно, что содержание магния в остатках мраморов среди магнезиальных скарнов и руд колеблется от 1,05 до 5,03% MgO, в кальцифирах же составляет 9,97% MgO.

Как отмечалось, большое число месторождений с непромышленным магнетитовым оруденением в формации магнезиальных скарнов разрабатывалось или представляет интерес по заключенной в них минерализации меди, вольфрама, олова и др. Некоторые из них кратко охарактеризованы ранее [80].

МЕСТОРОЖДЕНИЯ США

Рудное поле Филипсберг, штат Монтана

По геологии и полезным ископаемым района имеется ряд опубликованных работ, наиболее полные из них — монографии Эммонса, Калкинса [96] и В. Холсера [1950 г.].

Древнейшей в разрезе метаосадочных пород района является протерозойская серия Белт мощностью до 12 км. Состав серии — преимущественно различные сланцы, кварциты и нечистые известняки. Все члены серии в контактовых ореолах интрузивов ороговиковываются. На серии Белт несогласно лежит толща различных осадков, возраст которых от кембрия до верхнего карбона. В составе карбонатных пород этой толщи доломиты значительны в кембрии (формация Хасмарк) и в силуре (формация Мэйвуд). Мощность доломитов колеблется от единиц до сотен метров. В контактовых ореолах интрузивов в доломитах появляются форстерит, хондродит, диопсид, тремолит, шпинель, флогопит и светлый хлорит.

Палеозойский комплекс сменяется кверху мезозойскими мелководно-морскими и континентальными осадками. Интрузивный магматизм относится к третичному времени. Главные интрузивы района имеют состав от гранита до диорита, сформировались они одновременно или сразу за главными деформациями вмещающих толщ.

Преобладающий в районе тип интрузивных пород — кварцсодержащие диориты, кварцевые монцониты и более или менее типичные граниты, связанные переходами. Химический состав кварцевых диоритов приведен на диаграммах рис. 11—12.

Значительные деформации пород в районе имели место примерно в то же время, что и внедрение интрузии гранитоидов. Оставляя в стороне образования, распространенные в известковых пачках протерозоя и низов кембрия, дадим характеристику остальной части скарновых пород района. Пироксен-плагиоклазовые околоскарновые породы отмечаются (без детального описания) на участке Кэйбл, где они окружают две небольшие гранодиоритовые дайки. Как отмечается, они, вероятно, произошли из доломита.

Пироксеновые и пироксен-гранатовые породы (мощностью первые дециметры) указываются как неизменно присутствующие в контактах интрузивов с карбонатными породами [96]. Однако более детальная характеристика этих

скарнов и исходных карбонатных пород, замещаемых ими, а также взаимоотношения этих скарнов с другими породами контактов не рассмотрены. Указываются лишь факты широкого развития в ряде рудных тел паргаситовых скарнов и паргасит-магнетитовых руд, в которых встречается и хондродит, а также развитие зон флогопитовых скарнов в контактах интрузива на Кэйбл Майн (В. Холсер, 1950 г.).

Данные, указывающие на вхождение шпинель-форстеритовых скарнов в состав первоначальных скарновых тел (до формирования в них оруденения), заключаются в распространенности руд, сложенных магнетитом (± людвигит), проросшим с форстеритом и хондродитом. С уверенностью можно говорить о широком распространении в рудном поле шпинель-форстеритовых кальцифиров и о больших мощностях их зоны. Эти породы развиваются с замещением палеозойских карбонатных пород, в отношении которых привнос кремнезема в исходно чистые доломиты хасмаркской формации при преобразовании их в существенно форстеритовые породы с магнетитом считается доказанным [96]. Присутствие на месторождении апопериклазовых бруситовых мраморов устанавливается на основании наличия в мраморах «...волокнистых псевдоморфоз брусита по неизвестному минералу».

В целом для района характерно расположение относительно крупных магнетитовых (с форстеритом) рудных тел в кальцифирах и доломитовых мраморах, в удалении от интрузивов на 30 м (редко до 300 м). Одним из таких тел является в небольшом масштабе разрабатывавшееся главное тело месторождения Ридемпшион в южном контакте Филипсбергского батолита. Это тело располагается в доломитах формации Хасмарк и представляет собой грубо линзообразную залежь 3—5 м шириной, которая вначале тянется вдоль интрузивного контакта, а затем отворачивает под большим углом, рассекая напластование вмещающих пород. В этой, второй части рудное тело прослежено по простиранию более чем на 500 м.

Примерно в 400 м южнее находится другое рудное тело — Сильвер Лоуд Майн. Отмечается лишь, что его магнетитовая масса подобна таковой в Ридемпшион (за исключением отсутствия в ней людвигита). Для руд месторождения Ридемпшион характерно взаимопрорастание магнетита, людвигита и форстерита, кроме которых указываются [96] кальцит, зеленая слюда, диопсид и другие минералы. Содержание железа в руде колеблется от 30 до 65%. Примесь сульфидов (пирротин, халькопирит) обычно незначительна.

Характеристики скарново-рудного участка Кэйбл в контакте штока гранодиорита, принимаемого за материнскую породу для железорудной и золото-медной минерализации в его контакте, даны ранее [80].

Таким образом, в качестве особенностей магнетитовых месторождений района могут быть отмечены следующие.

1. Наличие промышленного магнетитового оруденения в магнезиальных скарнах (и кальцифирах?) и второстепенной магнетитовой минерализации в скарнах по известнякам (тактитах). При этом некоторые из рудных тел обоих типов располагаются в районе вдоль трещинной зоны, пересекающей контакт доломитов формации Хасмарк и известняков формации Ред Лайон (верхний кембрий).

2. Сложное строение скарновых тел на отдельных участках, вследствие переслаивания скарнов, скарноидов, скарнированных роговиков и околоскарновых пород.

3. Наличие людвигита в магнетитовых рудах и кальцифирах месторождения Ридемпшион.

4. Сравнительно слабо выраженные низкотемпературные изменения скарновых минералов. Форстерит в железных рудах в основном свежий.

Месторождение Рид, штат Вашингтон

Не разрабатывается из-за ограниченных запасов. Характеристика месторождения дается по описаниям Шедда и др. [151], В. Бройтона (1945 г.) и В. Беннета [88] с учетом данных А. Кэмпбелла и О. Раупа (1964 г.).

Участок месторождения располагается в контактовом ореоле гранодиоритовой интрузии мелового возраста и пород кембрия. В составе последних выделяются неоднородная пачка известняков, сланцев и доломитов и подстилающие ее различной чистоты кварциты. Эти же породы распространены и в районе к юго-востоку, где имеется магнезитовое месторождение Тёрк, в котором, по личному сообщению Беннета, установлены котоит и людвигит.

Магнетитовое оруденение прослежено в ряде выработок на расстоянии 1 км в зоне контакта карбонатных пород с гранодиоритами. Рудное тело имеет значительно меняющуюся мощность (от десятков сантиметров до 13—17 м) и, по-видимому, не является непрерывным. Имеется три рудные аномалии, расположенные вдоль контакта.

Особенности строения и состава скарново-рудного тела отчетливо выступают при рассмотрении зональности, проявленной в скарновых контактах участка. Приводимые для шахты 1 данные [88], изображенные в виде схемы, выглядят следующим образом.

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
гранит	Пи, Гр, Кв Ор, Эп ±Акт, Хл 20 см	Гр, Пи санидин Кв, Эп 10 см	Пи, $Пл_{65}$, Гр 15 см	Пи, Шп Пл, Гр 15 см	Пи, Шп 45 см	Фор, Сп Ап	Лдв Фор 60 см	Кальцитовый мрамор

Характеристики минералов по зонам таковы:

пироксен (2) — $n_m = 1{,}671$; (3) — $n_m = 1{,}687$; (4) — $n_m = 1{,}687$; (6) — — $n_m = 1{,}671$;

гранат: (2) — $n = 1{,}82$ — $1{,}83$; (4) — $n = 1{,}84$[1];

шпинель в зоне (5) содержит 6% ганитовой и 16% герцинитовой составляющих;

эпидот в зоне (2) имеет $n_m = 1{,}75$.

Развитие магнетита и людвигита с замещением форстерита и гумитовых минералов в статье подчеркивается. Таким образом, если принять, что зона (5) является перекрытием зон (4) и (6), то строение данного контакта месторождения полностью будет соответствовать метасоматической колонке магнезиальных скарнов. Появление в зоне (9) кальцитового мрамора может быть обязано телу исходного известняка, но, скорее всего, обусловлено поздним раздоломичиванием.

Аналогично выглядят и другие приведенные Беннетом разрезы. Так, в одном из них форстерит-магнетитовая масса с розетками людвигита сменяется

[1] Химический анализ данного граната отсутствует, и с отнесением его Беннетом к альмандину нельзя согласиться. Скорее всего, этот гранат принадлежит к ряду гроссуляр — андрадит.

массивным людвигитом, переходящим в зону магнетита с хлоритом, серпентином, форстеритом, амфиболом и гумитовыми минералами, которая сменяется породой из диопсида и магнетита с примесью хлорита. Кроме упоминавшихся минералов, на месторождении установлены шеелит, андрадит, волластонит и турмалин. В людвигите месторождения значительно олово (В. Шаллер, А. Влисидис, 1962 г.).

Месторождение Игл Маунтинс, штат Калифорния

Месторождение является представителем группы довольно многочисленных железорудных месторождений штата, различающихся по размерам и по степени их изученности, но обладающих сходством в особенностях минерального и химического состава руд, а также в геологическом положении и в строении рудных тел. Эти месторождения размещаются в контактах доломитов с монцонитами или гранитами и всем им присуще широкое распространение серпентина в составе руд и измененных скарнов.

Кроме месторождения Игл Маунтинс, в округе Риверсаид могут быть названы Айрон-Маунтин в районе Лава Бед, Кэйв Кэньон, Валкэн, Айрон Хэт округа Сан Бернардино. Бо́льшая часть этих месторождений располагается в слабо обжитых пустынных районах юго-восточной части штата, и в настоящее время эксплуатируется, по-видимому, только Игл Маунтинс [1].

Имеющиеся описания месторождений содержат лишь очень схематичные характеристики минерального состава пород и руд, а также их взаимоотношений в пространстве. Для двух месторождений (Кэйв Кэньон, Айрон-Маунтин) имеются сведения о наличии в них магнезиальных боратов. Сравнительно наибольшее число характеристик имеется для наиболее крупного месторождения Игл Маунтинс. Описание его дано по работам Хардера [123] и Дж. Хедли (1948 г.). Сведения по остальным месторождениям рассматриваемого района заимствованы из работ К. Лэйми (1948 г., 1961 г.).

Древнейшие в разрезе участка месторождения — ограниченно распространенные кристаллические сланцы и ортогнейсы предположительно докембрийского возраста. Залегающие на них толщи кварцитов, мраморов и конгломератов, также сланцев и песчаников не датированы и вместе с докембрийской серией рвутся интрузивными породами мезозойского возраста. Среди последних имеются граниты, сиениты, монцониты и кварцевые диориты с переходными между ними разностями. Третичные андезито-базальтовые, риолитовые и трахитовые лавы с глинами, песчаниками и конгломератами третичного, по-видимому, возраста венчают разрез.

Железорудные тела располагаются в осадочно-метаморфических породах, которые собраны в складки, нарушены, интрудированы неправильными силлообразными телами гранитоидов и рассечены разнообразными дайками.

Серия метаосадочных пород занимает центральную часть купола. В верхней части серии развиты сланцеватые полосчатые аркозовые песчаники; в нижней — массивные пласты стекловатых кварцитов, тянущихся двумя узкими полосами, практически лишенными доломитов и железных руд. Для верхов серии, вблизи и на контакте с покрывающей доломит-кварцитовой толщей характерно наличие тонких согласных тел кварцевых монцонитов, возле кото-

[1] Рост добычи железной руды в Калифорнии начался с 1942 г. В 1940 г. добыто 27 904 т, а в 1943 г. уже 905 981 т (в основном на Игл Маунтинс). Добыча на Валкэн составила к 1947 г. 2643 т и была прекращена из-за сернистости руд.

рых аркозовые породы местами столь сильно перекристаллизованы, что в них появляется гранитная структура (гранитизация? — *Л. Ш*). Гидротермальные изменения в породах серии значительны и полевые шпаты в большинстве разложены.

Доломитовая и кварцитовая толща мощностью до 600 м развита преимущественно в западной части купола и тянется в структуре двумя полосами: в северном и южном крыльях. Сверху она ограничена кварцевыми монцонитами, а снизу — аркозовыми породами серии стекловатых кварцитов. Она сложена (снизу вверх): 1) кристаллическими доломитами с прослоями чистого известняка (доломиты в различной мере замещены железной рудой и сопровождающими магнетит силикатами); 2) стекловатым кварцитом, местами с линзами доломита и ленточных кремнисто-известковых песчаников; 3) кристаллическим доломитом с пластами и линзами офикальцита (частично замещенными рудой и магнезиальными силикатами); 4) кварцитами и конгломератами. Толща содержит многочисленные интрузивные массы и сечется дайками различного состава.

Нижний доломитовый (и рудный) горизонт в восточной части месторождения имеет мощность 17—42 м, но около замка купола на западе увеличивается до 200 м. Верхний доломитовый (и рудный) горизонт имеет мощность 17—170 м в восточной части и у замка складки на западе объединяется с нижним.

Неизмененные растворами доломиты очень чисты по составу, хотя количество магния в них в разных пластах меняется. Имеются и переходные к известняку разности. Химические анализы доломитов месторождения показывают 20,76% MgO, а известняки содержат 1,70% MgO. Наиболее распространены чистые доломитовые мраморы, но встречаются пироксен- и серпентинсодержащие их разности. Указывается, что неправильные и пластообразные массы белого пироксена встречаются в доломитовом мраморе или вблизи него на участке восточнее главной шахты и в других местах. Для серпентина в офикальцитах отмечается его зернистость и радиально-волокнистое строение тонких его агрегатов, а также появление нодулей (2—5 см в поперечнике) с сохранившимися кое-где ядрами незамещенного белого пироксена. Во внешней части серпентина, окружающего такие ядра, содержатся примесь карбоната и многочисленные листочки светлой слюды.

Продуктами замещения доломита, по Хардеру, являются: железная руда (магнетитовая и заместившая ее гематитовая); магнетит-серпентиновая порода; тремолитовая порода (из тремолита, антофиллита, гематита и магнетита); флогопит-серпентиновая порода с хлоритом и магнетитом; гранатовая порода, то чистая, то с пироксеном, амфиболом, магнетитом и гематитом.

Изменения кварцитов ограничены появлением эпидота, пироксена, амфиболов. Наряду с этим в них имеются линзы, богатые диопсидом и тремолитом, а также мелкие линзы и жилы руды.

Интрузивные породы неоднократно секут поперек пласты метаосадков. Темноцветные минералы во всех интрузивных породах месторождения от гранитов до кварцевых диоритов — биотит и роговая обманка; пироксен не найден ни в одном случае.

Тело кварцевого монцонита, ограничивающее рудный горизонт с севера, имеет крутое секущее падение и многочисленные апофизы в породы рудоносного пласта и в прилежащие метаморфические породы (рис. 43). В краевых частях монцониты местами содержат много включений метаморфических пород и руд. Подчеркивается, что кварцевые монцониты изредка контактируют с рудой, однако обычно отделены от нее неправильной зоной так называемых

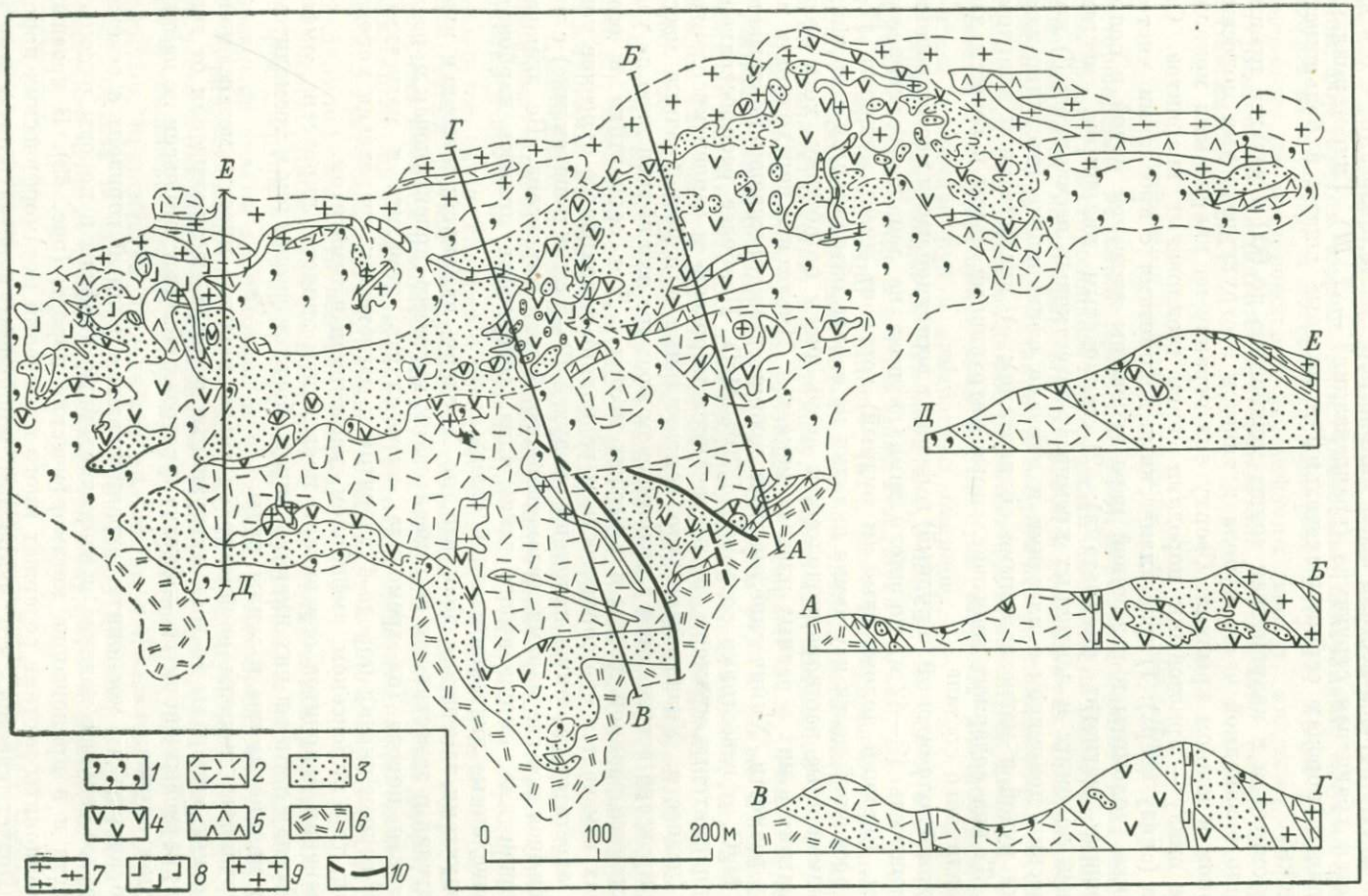


Рис. 43. Геологическая карта месторождения Игл Маунтинс [123].

1 — наносы; *2* — кварциты; *3* — руда; *4* — слюдяно-серпентиновая порода; *5* — серпентин-магнетитовая порода; *6* — стекловатые кварциты; *7* — аплитовые дайки; *8* — измененные сиенит-порфиры, микродиориты, андезит-порфиры и др.; *9* — кварцевые монцониты; *10* — нарушения

«известково-магнезиальных силикатных пород» (ближе не охарактеризованных). Нижний рудоносный горизонт имеет истинную мощность 17—30 м в восточной части месторождения и до 47 м в западной и состоит из железной руды и соответствующих магнезиальных силикатов. К западу он переходит в крупнокристаллический доломитовый мрамор, а в восточном конце сильно нарушен сбросами.

Верхний горизонт имеет значительно бо́льшую мощность, чем нижний, но оруденение в нем более прерывисто. Горизонт сложен также железной рудой и силикатными породами; к западу переходит в доломит. Основание этого горизонта обычно маркируется зоной мощностью около 3 м, состоящей из серпентина и тремолита или чередующихся слоев железной руды и зеленого полевошпатового кварцита.

Рудные тела в северном крыле купола образуют прерывистую цепь залежей на протяжении около 9,5 км. Рудоносная зона достигает местами 1300 м ширины, но отдельные рудные тела не превосходят по ширине 170 м. Наиболее крупные из них составляют восточную группу (см. рис. 43). Рудные горизонты разделены поясом кварцитов шириной до 170 м. Южнее нижнего горизонта располагаются аркозовые породы среди кварцитов, граничащих далее с кварцевым монцонитом.

Состав руд по простиранию верхнего горизонта неодинаков. Имеются тела очень богатых гематитовых руд, но также магнетит-серпентиновые руды и безрудные массы тремолитовых и флогопит-серпентиновых пород. Установлены все переходы между массивными и вкрапленными или пятнистыми серпентин-магнетитовыми (гематитовыми) рудами и между этими рудами и безрудными серпентиновыми породами, а также между последними и доломитами. Кроме того, рудные тела секутся дайками, которые образовались позже руды, однако не производят в ней заметных изменений. Руды нижнего горизонта по составу аналогичны рудам верхнего, но более однородны. Магнезиально-силикатные породы в разрабатываемой части этого горизонта составляют в среднем около 10% по объему.

Неоднородность распределения силикатных пород и руд в доломитовых (они же рудные) горизонтах рассматриваются [123, с. 60; Дж. Хэдли, 1948 г.] как следствие особенностей первоначального распределения чистых и нечистых доломитов, с чем согласиться нельзя по вполне очевидным причинам.

Богатые руды имеют пласто- и линзообразные формы, но часто встречаются и неправильные их массы. Местами богатая руда полностью заключена в магнезиально-силикатной массе и не соприкасается с доломитами. В рудах со значительным серпентином преобладает магнетит, в чистых же рудах — гематит, который развивается, замещая магнетит. Зона окисления имеет мощность более 200 м.

Распространение оруденения на глубину прослежено в северном теле до 300 м (где встречены кварцевые монциниты), в южном же — до глубины 220 м.

Как указывает Дж. Хэдли (1948 г.), на главной шахте производилась добыча золота, а на других участках — свинца и цинка, однако условия нахождения этих металлов в месторождении не описываются.

Касаясь химического состава руд, следует отметить, что хотя содержание силикатов в рудах месторождения составляет от 5% до 50%, в работе Хардера приводятся лишь 16 анализов руд, содержание железа в которых составляет 89,3—96,15% Fe_2O_3 общ. В силу этого содержания в этих анализах магния и глинозема (также и кремнезема) очень низкие: 0,16—0,50% Al_2O_3, 0,20—

0,52% MgO (в одной пробе 2,16%), 1,80—6,70% SiO_2. Средняя характеристика руд месторождения, по Дж. Хэдли (1948 г.), такова (%): Fe 50 (30—65); SiO_2 11; TiO_2 0,12; Al_2O_3 2,5 (2—3); MgO 5; MnO 0,7; CaO 2,5; P 0,085; Cu 0,10; следы As, Cr, Ni; S от 0,2 в окисленных рудах и до 1,5% в свежих.

Химические анализы двух образцов серпентиновых руд другого месторождения рассматриваемой группы Айрон Хэт очень близки к приведенным (%): Fe 59,20—57,60; SiO_2 4,85—4,18; Al_2O_3 0,99—0,53; MnO 0,23—0,25; MgO 7,70—5,92; CaO 0,56—2,15; P 0,019—0,015; S 0,028—0,022. Химический состав руд обоих месторождений вполне соответствует особенностям железных руд магнезиальноскарновой формации (см. рис. 7—10).

О составе силикатной части руд и безрудных участков рудного горизонта говорится, что серпентин, флогопит, тремолит, пироксен, гроссуляр и антофиллит в различных ассоциациях являются главными [123, с. 64]. Вместе со второстепенными (3—4% пирита, тальк, хлорит, апатит и кварц) они исчерпывают перечень минералов, сопровождающих оруденение. Слюдяно-серпентиновые (с зернистым и волокнистым серпентином) породы распространены главным образом вдоль контакта кварцитов с рудной массой, но встречаются и в рудных телах. Листочки флогопита в этих породах достигают 1,5—2 см в поперечнике.

Гранатовые массы появляются обычно на контактах с кварцевыми монцонитами. Это чисто гроссуляровые породы, но иногда они содержат тремолит пироксен, магнетит, амфибол, кварц, сфен (по-видимому, в описании объединены скарны обеих частей контакта).

Относительно генезиса месторождения оба цитированных исследователя согласно утверждают его контактово-метасоматический характер. При этом Дж. Хэдли (1948 г., с. 7) отмечает, что против осадочно-метаморфического происхождения свидетельствуют: а) отсутствие железоносных пластов в неизмененных доломитах или в других метаосадочных породах района; б) отсутствие стратификации в расположении магнетитовых тел в доломитах и слоистости в рудах и др.

Приведенные характеристики месторождения позволяют, на наш взгляд, констатировать наличие в нем диопсидовых с флогопитом (исходно, по-видимому, шпинель-пироксеновых) скарнов, с замещением которых развиваются, с одной стороны, амфиболовые породы, а с другой, — часть серпентиновых с флогопитом и хлоритом пород. За счет этих же скарнов, по-видимому, развиваются и гроссуляровые (±пироксен) скарны экзоконтакта.

К сожалению, детали пространственных взаимоотношений всех этих пород в рудном горизонте и в сечениях контактов не описаны. Не вполне ясно также — следует ли считать главную часть серпентиновых пород и серпентина самих руд образовавшейся на месте форстерита (пироксен-форстеритовых скарнов). Указаниями на такое именно происхождение рудоносных серпентиновых пород месторождения явились бы реликты форстерита и гумитовых минералов в этих породах и рудах (остатки пироксена в которых имеются), как это имеет место на других месторождениях Калифорнии. К. Лэйми (1961 г.) приводит данные о широком распространении форстерита, гумитовых минералов и шпинели в шлифах серпентиновых пород и кальцифиров месторождений Айрон-Маунтин (район Лава Бед) и Айрон Хэт, а в последнем также и везувиана. Отсутствие аналогичных указаний для Игл Маунтинс не может быть признано доказательством отсутствия реликтов гумитовых минералов и форстерита в серпентиновых породах месторождения, поскольку изучение этих пород было сравнительно беглым.

При истолковании характера этих пород в Игл Маунтинс, во всяком случае, должны быть учтены следующие данные.

а. Исходная чистота доломитов, место которых занято ныне серпентиновыми и другими породами рудных горизонтов.

б. Размеры и формы серпентиновых масс, а также их взаимоотношения с оруденением, исключающие представление об этих массах как о метаморфических породах.

в. Значительные содержания глинозема в этих породах, заключенного во флогопите — типично скарновом минерале, более высокотемпературном, чем серпентин.

г. Особенности структуры части серпентиновых пород месторождения, отличающиеся от распространенных в серпентиновых породах, возникающих на месте пироксеновых пород.

д. Наличие пироксеновых скарнов на контактах с монцонитами со стороны пород рудного горизонта, а также ограниченные мощности их по сравнению с большими мощностями серпентиновых пород, обычными для форстеритовых зон.

е. Наличие среди силикатов в рудах антофиллита и обильного местами тремолита, развивающихся обычно с замещением форстеритсодержащих разностей скарнов.

ж. Большая аналогия в геологической позиции и составе серпентин-магнетитовых руд с таковыми других железорудных месторождений Калифорнии и многих других районов мира, в которых форстерит и гумитовые минералы входят в состав и серпентиновых пород и руд.

С учетом совокупности характеристик месторождения, нам представляется весьма вероятной принадлежность обсуждаемых флогопит- и амфибол-серпентиновых пород к возникшим в главной их массе на месте форстеритовых или пироксен-форстеритовых скарнов.

Характерными особенностями месторождения Игл Маунтинс можно считать следующие.

1. Наглядность литологического контроля оруденения, принимающего форму контроля стратиграфического.

2. Большую протяженность рудных горизонтов, соответственно протяженности интрузивных тел, с которыми генетически связано оруденение. В этом отношении месторождение близко напоминает Десовское магнезиальноскарновое железорудное месторождение в архее Алданского щита. В гипабиссальной фации очень близко по составу руд Тейское железорудное месторождение. Принадлежность главной части серпентиновых пород и руд последнего к образовавшимся с замещением форстеритовых скарнов была установлена лишь после многолетних детальных исследований [31].

3. Необычно широкое и интенсивное гипогенное замещение рудного магнетита гематитом. Ближайшим аналогом месторождения в этом отношении является месторождение Сюрень-Ата в Узбекистане.

Месторождения штата Пенсильвания

Группа скарново-железорудных месторождений, расположенных в контактах с силлами и дайками позднетриасовых диабазов, широко известна под названием месторождений «корнуолльского типа». Это довольно крупные месторождения, часть их разрабатывается уже свыше полутора столетий.

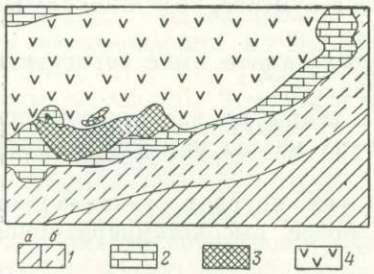


Рис. 44. Геологическая схема рудных тел Корнуолла [124].
1 — красные глинистые сланцы и песчаники триаса (*а* — неизмененные, *б* — метаморфизованные); *2* — метаморфизованные известняки кембрия; *3* — руда; *4* — диабазы

Ознакомление с литературными источниками по этим месторождениям [99; 124; 119; 157; 94; 132; 152] показало, что выделенный по признаку связи с диабазами «корнуолльский тип» объединил в действительности месторождения в скарнах двух формаций. В частности, описанное в 1931 г. Л. Смитом месторождение Френч Крик, в котором карбонатные породы имеют несколько иной возраст и состав, чем в месторождении Корнуолл, относится, по-видимому, к образовавшимся в известняковых контактах. Состав его рудоносных скарнов сильно отличается от представленных в Корнуолле. Исходя из этого обстоятельства, целесообразно ограничить содержание понятия «корнуолльский тип», сохранив его лишь для скарново-железорудных месторождений в контактах диабазов с доломитами.

Месторождение Корнуолл располагается среди мощной пачки доломитов и известняков кембрия в южном контакте дайкообразного тела диабазов. Собранные в складки нижнепалеозойские осадки покрываются мезозойскими отложениями, которые в контактах с диабазами ороговикованы. Среди роговиков распространены биотит-кордиеритовые и андалузитовые разности.

Диабазы в районе месторождения — единственная интрузивная порода. Они представлены как нормальными, так и ортоклаз- и кварцсодержащими разностями. Количество ортоклаза в них около 20% от всех полевых шпатов. Кроме моноклинного пироксена (пижонита), присутствует энстатит. В сумме оба пироксена составляют около 40% объема породы. Биотит, замещающий пироксены, подчинен; значителен (4—5 об.%) ильменит.

Характеристики химического состава диабазов месторождения можно видеть на диаграммах рис. 11—12.

Доломиты представлены как чистыми разностями (41,7—45,3% $MgCO_3$), так и переходными к известнякам (21,0—30,5% $MgCO_3$). В верхах пачки имеются глинистые разности карбонатных пород.

Месторождение состоит из двух рудных тел, большее из которых (западное) обнажено с поверхности (рис. 44), а меньшее (восточное) перекрыто сланцами. Первое имеет длину около 1500 м и ширину до 200 м. Подошва рудного тела на севере — диабаз, от которого оно местами отделено мрамором. Границы рудного тела по отношению к мраморам то секущи, то конформны. В лежащем боку скарново-рудное тело по резкому контакту сменяется мрамором. Подвергшиеся скарнированию и рудному замещению карбонатные породы одни исследователи характеризуют как нечистые магнезиальные известняки [119], по мнению других, оруденение коснулось главным образом более магнезиальной части мраморов [124, с. 245]; наконец, Лэпхем [132] сообщает, что нет химических данных о составе исходных известняков. Среди минералов этих мраморов указываются форстерит, брусит, серпентин.

Скарны месторождения отдельно не охарактеризованы, и состав слагающих их силикатов приводится лишь при описаниях руд. Руды месторождения часто полосчаты (ширина полос до 0,8—1,2 см). Имеется полосчатость, наличие которой объясняется так: для рудоотложения более благоприятной оказывалась лишь часть слоев в силу того, что «...характер и распространение пред-

рудной метасоматической силицификации (мраморов. — *Л. Ш.*) контролировали отложение магнетита» [119].

Наряду с полосчатыми рудами на месторождении широко распространены и толстые пласты неполосчатых руд [124, с. 217]. Отмечается, что общее количество силикатов в руде возрастает к контакту с диабазом и уменьшается к мраморам, где располагаются более богатые руды [92]. На месте глинистых прослоев развиты везувиан, хлорит и эпидот, в чистых же частях мраморов — диопсид, актинолит, тальк, серпентин и магнетит. Серпентин обычен в жилах, секущих руду, но встречается и в массе последней. Ассоциирует с тальком, амфиболами, флогопитом и хлоритом. В рудной массе рассеяны остатки диопсида, флогопита, тремолит и актинолит, хлорит, подвергающиеся замещению магнетитом.

Руда описывается состоящей из перечисленных минералов и серпентина в переменных пропорциях с магнетитом. Отмечаются как наиболее типичные ассоциации диопсида с флогопитом, амфибола с флогопитом, амфибола с кальцитом и др. Наличие остатков диопсида, слабо поддающегося коррозии со стороны магнетита, принимается за доказательство замещения рудой в основном карбонатной, а не силикатной массы. Вместе с тем, как нам кажется, следует принять, что замещению здесь мог подвергнуться и форстеритовый скарн, содержавший пироксен, тем более что в одном из шлифов форстерит был встречен [124]. Диопсид значителен во всей массе руд, однако отмечается возрастание его количества (до 20—30 об.%) в рудах вблизи лежачего бока и несколько выше.

Широко распространенным силикатом является амфибол ряда тремолит — актинолит, количество которого увеличивается с уменьшением количества диопсида. Минерал представлен частично в виде крупных зерен, в основном же в тонковолокнистых агрегатах. Флогопит в листочках до 10—15 мм в поперечнике (n_m = 1,585) встречается во всей скарново-рудной массе, хотя есть места, где его больше. В небольших количествах в руде всегда присутствует хлорит. Необычен и редок гранат, образующий пятна в рудах различных частей рудных тел.

Химический состав руд месторождения по главным компонентам приведен в табл. 18, рассмотрение которой позволяет отметить довольно высокое содержание глинозема и магнезиальность руд Корнуолла. Эта характеристика подчеркивается химическим составом силикатной части руд месторождения (среднее по двум образцам из висячего и лежачего боков, %): SiO_2 24,6; MgO 20,1; CaO 6,83; K_2O 5,43; Al_2O_3 10,7. По этим данным, главными силикатами отчетливо выступают флогопит и пироксен.

Таблица 18

Химический состав руд месторождения Корнуолл
По Хикоку [124]

Компоненты[1]	Ан. 1	Ан. 2	Ан. 3	Ан. 4	Ан. 5	Ан. 6
SiO_2	8,65	18,04	20,91	22,10	20,20	21,21
Al_2O_3	1,39	7,82	4,97	1,82	5,90	4,33
Fe	51,05	46,40	41,90	42,75	39,60	34,55
MgO	3,94	2,74	7,46	4,31	11,38	7,96
CaO	2,74	2,55	2,81	5,32	1,90	10,09

[1] Анализы даются в сокращенном виде.

Состав рудных минералов приводится следующий [124]: магнетит [1], гематит (редок), кобальтоносный пирит (местами до 15 об.%), миллерит (редок), халькопирит, медь самородная, куприт, ковеллин, халькозин, сфалерит. Халькопиритной меди в месторождении в среднем 0,25% (местами до 2%). При переработке руд медь и кобальт извлекаются попутно.

Таким образом, из особенностей месторождения Корнуолл в качестве магнезиальноскарнового обращают внимание следующие: а) необычный характер материнских интрузивных пород, б) отсутствие сохранившихся форстеритовых (или клиногумитовых) скарнов, в) практически полное отсутствие эндоскарнов и известковых апомагнезиальных.

В качестве однотипных и близких к рудам месторождения в Пенсильвании указываются руды месторождений триасового возраста Ундервуд Майн, Уитфилд Майн и Феникс Майн [124]. Для этих руд определены MgO 4,31—11,38—7,96% и Al_2O_3 1,82—5,90—4,33%, при содержании Fe 42,75—39,60—34,55%. Описания этих месторождений отсутствуют, поэтому можно лишь предположить их принадлежность к магнезиальноскарновым.

Ближайшим аналогом Корнуолла является месторождение Грейс Майн [152; 157], расположенное примерно в 45 км к северо-востоку. Для него существенно наличие беспорфировой зоны (закалки) диабазов в области контакта и серпентин-магнетитовый (± флогопит) состав руд. Температура образования руд, определенная по магнезиальности кальцита [157], ниже 550° С. Сохранившиеся карбонатные породы местами содержат кальцит, доломит, серпентин, тальк, диопсид, форстерит, редко брусит и отделяются от диабаза узкой зоной магнетит-серпентиновой породы.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОЛГАРИИ

Юго-восточная часть Болгарии — Странджа — представляет собой обширный антиклинорий северо-западного направления, сформировавшийся в доранне-киммерийскую орогеническую фазу. В ядре этой структуры выступают допалеозойские кристаллические сланцы и палеозойские граниты, а мантия сложена главным образом триасовыми и юрскими осадками. Ларамийский орогенез вызвал появление разломов и интенсивную магматическую деятельность, которая породила большое число интрузивных тел (так называемые среднегорские неоинтрузии Болгарии). С последними и связаны скарново-рудные месторождения Странджи.

Месторождения района Крумово изучались рядом исследователей [46; 47; 6; 7; 8], по материалам которых и личным наблюдениям автора и составлено их описание.

Месторождения располагаются на Монастырских (Крумово) и Святоилийских (Бояджик) возвышенностях, представляющих небольшой хребет, сложенный габбро-диоритами и габбро, а также метаморфизованными породами их кровли. Интрузивное тело размерами с поверхности 23 × 5 км² вытянуто в широтном направлении и залегает в основном в породах палеозоя (гранитогнейсы и зеленые сланцы). Юрские карбонатные породы сохранились главным образом в виде подвергшихся скарново-рудному замещению ксенолитов внутри массива. Наибольшее количество ксенолитов находится в северной части массива, сложенной габбро-диоритами, где обильны дайки диоритовых порфири-

[1] О голубой и коричневой разностях магнетита месторождения см. главу I.

тов. Среди даек выделяются дорудные (габбро- и габбро-диоритовые порфириты) и пострудные (микродиориты, роговообманковые диориты и другие, а также аплиты).

Структура участка рисуется [46] в виде протяженного субширотного узкого грабена, вытянутого вдоль разлома, который и оказал решающее влияние на распределение отдельных фаз интрузии. Известные здесь в настоящее время железорудные месторождения приурочены к южной окраине грабена. Для западной половины последнего, где располагается месторождение Крумово, характерно мозаично-блоковое строение: блоки мраморов и палеозойских гранитов, а также сланцев как бы «плавают» среди диоритовых порфиритов. Размеры блоков от сотен метров до километра. В свою очередь, эти блоки раздроблены на мелкие части — ксенолиты (редко до нескольких десятков метров в длину и 20—25 м по вертикали). Общее количество ксенолитов составляет от 6—12 до 30—35% объема отдельных блоков. Ксенолиты карбонатных пород встречаются в вертикальном интервале до 250 м от поверхности. После внедрения первой фазы интрузии — габбровой магмы — тектонические движения продолжались, и в ослабленные места проникали магма второй фазы и послемагматические растворы.

Для Монастырского плутона характерно широкое развитие в нем порфировидных разностей пород, имеющих резкие границы с габбро и габбро-диоритами первой фазы. Здесь преобладают габбро-диориты с переходами к габбро-нориту и оливиновому габбро (с роговой обманкой и биотитом), а также к роговообманковому диориту. Эти породы в приконтактовых частях с ксенолитами мраморов и скарново-рудных тел отличает подчеркнуто такситовое строение. Характеристики габбро участка месторождения Крумово даны на диаграммах рис. 11—12.

Центральный рудный участок месторождения Крумово характеризуется большим количеством даек диоритовых порфиритов (около 40% общего объема горной массы). Видимо, участки габбро-диоритов с ксенолитами мраморов, переведенных в магнезиальные скарны, были местами, наиболее благоприятными для реализации тектонических усилий, обеспечивших появление даек диоритовых порфиритов.

Карбонатные породы на центральном участке месторождения отличаются обилием брусита с реликтами периклаза. По девяти химическим анализам этих пород магний содержится в них в количестве 23,6%MgO. Подавляющая часть ксенолитов мрамора в северной части интрузива затронута контактово-метасоматическим процессом и около $^2/_3$ их превращено в скарны и руды, причем независимо от того, к какой фазе принадлежит интрузивная порода, с которой они граничат.

Рудные и скарновые тела имеют различные формы: удлиненную, более или менее изометричные гнездовидные, чечевицеобразные и др. Размеры их доходят до нескольких десятков метров в поперечнике. В отдельных ксенолитах мраморов В. Панайотовым наблюдалась самая различная ориентировка слоистости в пространстве.

Минеральный состав аподоломитовых метасоматитов представлен доломитом, периклазом, кальцитом, форстеритом, шпинелью, фассаитом, флогопитом, клиногумитом, встречающимися в различных ассоциациях, а также продуктами их изменения — серпентином, хлоритами, тремолитом, тальком, бруситом и др. Из рудных минералов в них встречаются магнетит, людвигит, ссайбелиит, сульфиды (пирротин, пирит, халькопирит и сфалерит). Метасоматическая зональность в контактах интрузивных пород и мраморов весьма устойчива.

Присутствуют следующие зоны: габбро-диорит | Пи + Пл | Пи + Шп | Пи + Фор + Шп | Фор + Шп | Дол + Ка.

Суммарная мощность этих зон изменяется в значительных пределах, достигая 15—20 м. Особенностью месторождения является сильное развитие в составе метасоматической колонки зоны Пи + Фор + Шп скарнов, которые и вмещают здесь главную часть магнетитовых руд.

Послемагматические известковые скарны в различных рудных телах развиты с переменной интенсивностью и представлены как биметасоматическими, так и инфильтрационными разностями. В их составе наиболее распространены гранаты, пироксены, роговые обманки, везувиан, ксантофиллит, эпидот, волластонит, пренит и карбонаты. Как обычно, эти скарны развиваются с замещением магнезиальных скарнов и в эндоконтакте интрузивных пород, где, кроме того, постоянно хорошо выражена зона пироксен-плагиоклазовой околоскарновой породы.

Отмечены случаи внедрения даек диорит-порфиритов в сильно оруденелые шпинель-форстеритовые скарны с последующими (главным образом низкотемпературными) изменениями этих скарнов и прилежащих частей интрузивной породы.

На месторождении выделяется магнетитовое оруденение двух этапов: магматического и послемагматического. Для магнетита магматического этапа характерны парагенезисы с форстеритом, доломитом, периклазом и кальцитом. Текстура руд обычно массивная, иногда пятнистая за счет обособлений форстерита. Последние часто имеют вид секущих или сложно изгибающихся прожилков.

Специальному рассмотрению подверглись пятнисто-массивные текстуры со сложно изогнутыми жилками форстерита в магнетитовой массе, спорадически встречающиеся только в массивных скарново-рудных телах [7], отношения магнетита и форстерита в которых определяются как парагенные (см. главу I).

В скарнах и рудах месторождения распространено клиногумитовое замещение форстерита. Отмечены [6] магматические инъекции габбро-диорита (т. е. интрузивной породы первой фазы) в магнетитовые руды, форстерит в которых позднее был замещен клиногумитом.

Значительно реже встречаются руды магматического этапа, в которых силикатная часть представлена пироксеном, развивающимся в трещинках и по краям зерен магнетита. По личному сообщению Л. Василева, этот пироксен имеет железистость салита и содержит около 2% Al_2O_3. Возможно, он относится уже к минералам преобразованных магнезиальных скарнов.

В послемагматических рудах Крумово, развитых преимущественно в области южного контакта интрузива, вместе с магнетитом спорадически появляется людвигит. Концентрации этого минерала встречаются в частях рудных тел, прилежащих к кальцифирам. Людвигит развивается в рудах в основном как более поздний минерал [79]. Количественные соотношения в месторождениях района Крумово магнетитовых руд магматического и послемагматического этапов точно не установлены, однако указывается, что преобладают руды первого типа [6, с. 248].

Интересные взаимоотношения доломитов с габбро-диоритом были показаны нам Л. Василевым и В. Ивановой-Панайотовой на участке Дряново. Магнезиальные скарны в контакте тонкокристаллических мраморизованных доломитов и габбро-диоритов здесь нередко отсутствуют. В таких местах видны околоскарновые изменения интрузивной породы в зоне 1—1,5 м шириной и эндоскарны (0,3—0,5 м). Последние сложены темным пироксеном, грана-

том и эпидотом, несущими магнетитовое оруденение и вкрапленность пирита. Со стороны мрамора какие-либо скарны отсутствуют. В доломитах наблюдаются мелкие пятна и тонкие изогнутые слойки серпентина. Отсутствие здесь скарнов магматического этапа следует, по-видимому, связывать с тем, что, согласно В. Панайотову [46], часть интрузии на этом участке расположилась в тектонически ослабленной зоне. Отсутствие послемагматических известковых экзоскарнов в данном контакте согласуется с представлением о том, что такие скарны непосредственно по доломитам не образуются [76; 77; 79]. В этих условиях имеющиеся скарны эндоконтакта следует относить к типу некомпенсированных [21].

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИТАЛИИ

Месторождение Траверселла находится в провинции Турин, на южном крае Пьемонтских Альп в корневой зоне покрова Дан-Бланш. Характеристики месторождения приводятся в основном по работам Кеннеди [129] и Ф. Мюллера (1912 г.).

Кварцево-диоритовый плутон Траверселлы является одним из крупных, наряду с интрузивами Адамелло, Бавено и другими, расположенными вдоль южной границы Альп и Карпат. Вмещающие его породы в основном представлены серией биотит-кварцевых сланцев с подчиненными гнейсами дотриасового возраста. Кроме них, распространены линзовидные и иные массы эклогитов и глаукофановых сланцев (глаукофан + гранат + кварц + рутил), реже кианитовых сланцев. С глаукофановыми сланцами ассоциируют линзовидные и неправильные массы доломитов и известняков.

Размеры главного интрузивного тела в пределах рудного поля 4,5 × 2 км². Севернее имеется несколько мелких тел аналогичного состава (участок Джиас дель Галло и др.), которые рассматриваются как выступы поверхности главного массива, залегающего на небольшой глубине. Возраст интрузии принимается несколько более молодым, чем средний олигоцен. Преобладающие в составе интрузива породы являются промежуточными между кварцевыми диоритами и кварцевыми монцонитами. Химический анализ преобладающей породы приведен на диаграммах рис. 11—12.

В контактах с мраморами интрузивная порода на нескольких футах лишена кварца, обогащена бесцветным пироксеном (до 25%) и в ней появляется сфен. Магматический характер этого пироксена подчеркивается [129, с. 95].

Мощность зоны ороговикования в контакте массива изменчива. Состав роговиков преимущественно кордиерит-биотитовый, имеются кордиерит-силлиманит-корунд-биотитовые разности. Интересно наличие слабо проявленного магнезиального метасоматоза в виде обрастания биотитом зерен магнетита в роговиках.

Имеющиеся характеристики строения контактов и состава присутствующих здесь пород следующие. Общая мощность скарновых образований, по-видимому, весьма значительна. Скарны и породы, образовавшиеся на их месте, слагают бо́льшую часть площади между выходами диоритов на Джиас дель Галло и главным телом на юге. В непосредственных контактах с интрузивной породой присутствуют пироксен-анортитовые ($Пл_{89-95}$) породы, в которых клинопироксен замещается и обрастает плагиоклазом. Количество пироксена в них изменяется (до преобладания). Гранат редок и всегда моложе пироксена и плагиоклаза. Иногда его количество значительно возрастает и порода становится гранатовым скарном. Кеннеди выражает уверенность в том, что эти породы

возникли на месте осадочной, а не интрузивной породы [129, с. 104]. Принадлежность их к околоскарновым образованиям по доломитам, как нам кажется, несомненна.

В сторону от интрузива данные породы сменяются бесполевошпатовым пироксеновым скарном, в котором постоянно присутствует шпинель и часто появляется гранат. Количество шпинели местами значительно возрастает. Очевидно, пироксены этих именно скарнов Траверселлы Л. Томаси (1941 г.) охарактеризовал как фассаиты. Кроме шпинель-пироксеновых с гранатом, развиты также и пироксен-гранатовые и гранатовые породы, для которых указываются [129] магнезиальность пироксена и андрадитовый состав граната.

Собственно пироксеновые скарны имеют неоднородное по зернистости сложение и подчеркнутую кавернозность. Каверны выполнены гранатом, кальцитом, редко кварцем. Эти скарны местами сильно тремолитизированы.

Описываются метасоматические форстеритовые породы. Остатки форстерита устанавливаются в мраморах и в шлифах большинства серпентиновых пород Траверселлы, и с ним встречается шпинель. Форстерит встречен и в железных рудах месторождения, а также в содержащем магнетит полосчатом серпентин-пироксеновом скарне (Ф. Мюллер, 1912 г.). Положение метасоматических форстеритовых пород в разрезе контакта не охарактеризовано, однако вряд ли есть основания сомневаться, что в данном случае они слагают зону форстеритовых пород *в*.

На месторождении широко распространены серпентиновые, тальковые и хлоритовые породы, образовавшиеся на месте форстеритовых (реже пироксеновых) скарнов. Кроме того, принимается образование части серпентиновых пород за счет доломитов, т. е. с привносом кремнезема. Большинство серпентиновых пород содержат хлорит и тальк лишь в примеси, но встречаются и разности с соотношением их 1 : 1.

Магнетитовое оруденение располагается в основном в серпентиновых породах. Руды месторождения чисты по фосфору и титану, однако содержат заметные или большие количества пирита, халькопирита и пирротина. Спорадически в них появляются галенит, сфалерит, молибденит, шеелит и др. Кеннеди указывает, что часть магнетита образовалась приблизительно одновременно со скарновыми силикатами, главная же масса более поздняя. Как подчеркивается [129, с. 121], форстерит и магнетит развивались одновременно, а серпентин, тальк и хлорит — позже магнетита. Выделяются форстеритовые, пироксеновые, тремолитовые, серпентин-тальк-хлорит-кальцитовые (редко с доломитом) магнетитовые руды.

Форма рудных тел серпентин-карбонат-магнетитового состава характеризуется как неправильно штокообразная (в карбонатных породах). Оруденение более интенсивно в висячих боках рудных тел (около кристаллических сланцев).

Для месторождения характерно следующее: а) относительно слабое развитие известковых скарнов; б) отсутствие значительных количеств магнетита в гранатовых (андрадитовых) скарнах; в) отсутствие в месторождении гумитовых минералов и флогопита; г) наличие медно-сульфидной минерализации со средним содержанием меди в части руд около 2%.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КНР

Сведения о скарново-железорудных месторождениях Китая ограниченны. Можно отметить некоторые месторождения в низовьях р. Янцзы, описанные в двух работах [120; 126]. Месторождения расположены в хребте Яньшань

в контактовом ореоле позднемезозойского кварцевого диорита Тункуаншэн и палеозойских известняков свиты Янсин. Значительное число рудных тел образует зону, протянувшуюся в северо-восточном направлении. Рудные тела располагаются непосредственно в контактах с интрузивом. Руда состоит из магнетита с примесью халькопирита. Среднее содержание Fe 55%. В рудах месторождения Лаошэн, кроме того, содержится 1,69% меди. В силикатной части руд указываются гранаты и серпентин, причем в одних случаях серпентин образует зерна в гроссуляровой массе, а в других, наоборот, тонкие зерна гроссуляра рассеяны в серпентиновой породе.

Магнетит-серпентиновые руды широко распространены, и, судя по данным Се и др. [126, фиг. 2 и 4, табл. XXVIII], этот серпентин образует псевдоморфозы по форстериту. Кальцифиры с большими количествами форстерита имеются в ряде месторождений района.

Из скудных описаний не ясно — есть ли среди рудных тел образовавшиеся по известнякам, хотя отмечается наличие мощных (>50 м) тел андрадитовых скарнов без значительного оруденения.

Железорудные месторождения в безволластонитовой фации глубинности в гнейсовых комплексах докембрия провинции Ляонин относятся к разряду мелких с комплексными борно-железными рудами. Последние залегают в более или менее сильно серпентинизированных форстеритовых (клиногумитовых) скарнах (Г. Асано, 1943 г.).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕДОСТАТОЧНО ВЫЯСНЕННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

В заключение изложения фактических характеристик железорудных месторождений в формации магнезиальных скарнов целесообразно привести хотя бы единичные примеры месторождений, фактические характеристики которых позволяют считать принадлежность их к рассматриваемой группе лишь весьма вероятной.

Месторождения района Лидвилл (штат Колорадо, США). Характеристика этих месторождений такова [97]. В пределах рудного поля широко распространены чистые доломиты палеозойского возраста, прорываемые позднемезозойскими или раннетретичными интрузиями порфиров.

Выделяется несколько территориальных групп рудных тел. Магнетитовые руды с серпентином залегают в контактах с порфирами и имеются на всех участках, но больше всего на Пенн Айрон, Морган и ряде других. В составе руд местами значительны спекулярит и гематит. Как в пространстве, так и по минеральному составу магнетитовые руды здесь не могут быть резко отделены от более распространенных в рудном поле сульфидных руд [97, с. 177]. Собственно магнетитовые руды содержат около 1% Cu, от 30 до 110 г/т Ag и немного золота (редко больше 15 г/т). Содержание этих металлов возрастает в сульфидных рудах, концентрирующихся в местах дробления магнетитовых руд.

Серпентин входит в состав руд, образует оболочки около сравнительно чистых масс магнетита, и количество его возрастает от центральных частей рудных тел к их краям, где значителен и кальцит. Первичным минералом, который был замещен серпентином, указывается «пироксен или оливин».

Приведен химический анализ руды из Пенн Айрон (в %): SiO_2 19,01; TiO_2 0,18; Al_2O_3 20,32; Fe_2O_3 13,71; FeO 9,90; MgO 24,35; CaO 0,03; Na_2O 0,42; K_2O 0,09; H_2O 0,43; H_2O^+ 5,88; CO_2 1,85; P_2O_5 0,14; MnO 0,02; Fe_2S 4,17; сумма 100,50. Интересно высокое содержание глинозема, о котором говорится

лишь [97, с. 178], что предположительно он может быть заключен в шпинели и хлорите. К сожалению, минеральный состав анализированного образца руды из Пенн Айрон не приводится.

Месторождение Кэптэн Айрон (штат Нью-Мексико, США). Уникальным по генезису считает Келли [128, с. 82] описанное им месторождение на контакте лакколита аляскитов третичного возраста и доломитов (P—T). В плане месторождение имеет вид неправильного цилиндра, в котором выражена зональность: мрамор | богатая магнетитовая руда (до 60 м) | тремолитовая порода (17 м) | флогопитовая зона с тремолитом (~30—100 м) | эпидотовая зона (до 100 м) с подчиненными флогопитом и тремолитом и далее — перечисленные зоны в обратной последовательности. Контакты перечисленных пород очень крутые, и на небольшой глубине (порядка 70 м) находится кровля интрузива.

Хотя эпидот, флогопит и тремолит обычно взаимопрорастают между собой и с магнетитом, имеются и крупные массы почти чистого флогопита или эпидота. Магнетит наиболее тесно связан с флогопитом и наименее с эпидотом. Эти ограниченные характеристики позволяют предположительно рассматривать месторождение как магнезиальноскарновое.

В аналогичном с Лидвилл и Кэптэн положении оказывается значительное число слабо изученных месторождений. Наряду с такими существуют, однако, и месторождения, для которых наличие рудоносных магнезиальных скарнов доказано, но в них не прослеживаются видимые связи с теми или другими интрузивными телами. К таким месторождениям принадлежит, в частности, магнетитовое месторождение Консепшьён, описанное Л. Лейне (1967 г.).

Месторождение Консепшьён (провинция Малага, Испания). Седловидное рудное тело располагается в западном крыле свода опрокинутой антиклинальной складки, где преобладают доломиты, кордиеритовые гнейсы и магнезиальные скарны. Рудное тело содержит линзы амфиболита, мрамора, гнейса и кристаллических сланцев. Руда состоит из магнетита, который сопровождают следующие минералы: пирит, плеонаст, гумит, клиногумит, флогопит, хлорит, серпентин, тальк, кальцит, доломит и амфиболы тремолит — глаукофановой серии. Многие из них встречаются как мономинеральные агрегаты. Химический состав штуфа руды следующий (%): Fe_2O_3 52,94; FeO 21,56; FeS_2 0,495; SO_3 0,077; SiO_2 12,85; Al_2O_3 1,87; MnO 0,10; MgO 8,39; CaO 0,80; TiO_2 0,31; P_2O_5 0,032; As_2O_3 не обн.; CuO 0,015; CO_2 следы; H_2O^+ 0,75; сумма 100,169.

Из магматических пород на участке месторождения имеются лишь аплитовые жилы, о которых говорится, что они не связаны с железорудными телами. Как отмечается, в провинции Малага многие из магнетитовых магнезиальных скарнов встречаются вдоль контактов перидотитов и серпентинитов, наличие которых на участке месторождения не установлено.

ГЛАВА IV

О некоторых гипотезах происхождения железорудных месторождений в формации магнезиальных скарнов

Любые периодические дискуссии по вопросам о генезисе месторождений полезных ископаемых существенны лишь в той мере, в какой новые теоретические положения соответствуют вновь установленным фактам. При этом главным критерием такого соответствия должна, очевидно, выступать плодотворность применения в повседневной практике поисковых признаков, вытекающих из тех или иных генетических представлений. К сожалению, из опубликованных в последние 25—30 лет точек зрения на происхождение месторождений данной группы только единичные обусловлены повышением уровня развития геологической науки. Большинство же высказываний либо лежит в русле «традиционных» гипотез, либо представляет попытки их модернизировать, либо, наконец, просто возродить взгляды, существовавшие в начале текущего столетия, в свое время широко обсуждавшиеся и отвергнутые.

Различия в объектах, по которым в разных странах имела место дискуссия, несколько осложняет оперирование фактическим материалом. Гипотеза, которой придерживается автор данной книги, последовательно аргументирована всем предшествующим изложением. Она сводится к признанию месторождений магнезиальноскарновыми (контактово-метасоматическими) с наличием среди скарнов и руд образований магматического и послемагматического этапов, нередко совмещенных в пространстве. Этих же в основном взглядов придерживаются и большинство советских и зарубежных исследователей, изучавших месторождения в магнезиальных скарнах (Коржинский, Жариков, Соколов, Шабынин, Перцев, Поспелов, Синяков и многие другие, а также Василев, Панайотов, Иванова-Панайотова, Кеннеди, Лейми, Леонард, Баддингтон, Симс и др.). Источник рудного вещества принимается сложным эндогенным (с участием и железа пород вмещающего комплекса, растворенного просачивавшимися через них растворами).

Кроме данной гипотезы, можно выделить следующие, получившие то или иное распространение.

1. Рудные тела обсуждаемых месторождений представляют собой метаморфизованные осадочные концентрации железистых минералов. Месторождения располагаются в основном на месте этих первоначальных концентраций.

В вариантах этой гипотезы учитывается происхождение рудного вещества и способ его осаждения, а также характер метаморфизма. Варианты эти таковы.

а. Исходный рудный материал осаждался в связи с эксгаляционными процессами вулканической деятельности в прибрежной зоне морей (Калугин, Дербиков, Магнуссон, Офтедаль, отчасти Гейер и др.).

б. Осаждение материала происходило в связи с процессами выветривания и формирования лагунно-озерных отложений (Сердюченко, Глебов, Павлов и др.).

в. Метаморфизм является в основном региональным (Магнуссон, Гейер и другие шведские геологи, а также Сердюченко, Глебов, Павлов, Дербиков, Руткевич и др.).

г. Метаморфизм является контактовым (Калугин, Корель, Селиверстова и др.).

2. Исходное железо заключалось в различных горных породах, из которых оно выносилось и переотлагалось с образованием рудных тел. Носители железа — породообразующие магнезиально-железистые силикаты основных или ультраосновных интрузивных, эффузивных и метаморфических пород, а также рассеянный в этих породах магнетит (А. Королев, Корель, Кляровский, Климов, Лебедев, Поляков, Судовиков, Мюллер и др.).

Железо извлекалось при магматическом замещении гранитами указанных основных пород (Корель, Лебедев, Поляков) или при их диафторическом преобразовании и перекристаллизации [40, с. 124].

Извлечение и перемещение железа происходило:

а) при непосредственном воздействии расплавов гранитной магмы на указанные основные породы (Мюллер, Лебедев, Корель и др.);

б) при воздействии магматических растворов в прогрессивном этапе метаморфизма и без добавления магматогенного материала (Хагнер, Коллинз, Клименти, Королев);

в) при диафторическом преобразовании и перекристаллизации (Михайлов);

перемещение железа осуществлялось:

г) только путем диффузии (Судовиков);

д) с помощью просачивавшихся растворов в прогрессивном или в регрессивном этапах метаморфизма (А. Королев, Мюллер, Хагнер, Коллинз, Клименти, Михайлов, Селиверстова и др.).

Эти гипотезы были высказаны применительно к месторождениям отдельных регионов. Однако некоторые из них первоначально высказавшими их исследователями (главным же образом их последователями) распространялись и на сходные образования других районов и, таким образом, приобретали общее значение. Объективное критическое обоснование таких аналогий в большом числе случаев не осуществлялось, и многие из них не могут быть признаны аргументированными.

При обосновании генетических построений отчетливо обособляются несколько групп фактических характеристик, далеко не равноценных при использовании их в отдельности или в различных сочетаниях. Это следующие группы характеристик:

а) стратиграфо-литологические характеристики сопоставляемых объектов;

б) морфология скарново-рудных тел;

в) минералого-петрографические особенности, состав и оптические свойства минералов, их ассоциации, структура и текстуры скарнов и руд;

г) геохимические особенности пород, руд и слагающих их минералов;

д) соответствие фактических характеристик месторождений данным экспериментальных и теоретических исследований (метасоматической зональности, смены минеральных ассоциаций в зависимости от физико-химических параметров и др.);

е) положение во времени и в пространстве скарново-рудных тел по отношению к структурно-тектоническим элементам и к активным гранитоидам;

ж) геохимические черты и особенности становления, строения и состава тел активных гранитоидов;

з) физико-механические свойства горных пород, участвующих в строении месторождения.

Отметим, что лишь в очень немногих исследованиях, отстаивающих ту

или иную генетическую концепцию, к аргументации последней, а также к обоснованию проводимых аналогий привлекалась совокупность перечисленных характеристик. В большинстве же случаев доводы ограничивались применением какой-либо их части, значение которой обычно резко преувеличивалось. Кроме того, ряд исследователей придают первостепенное значение обсуждению источника рудного вещества без конкретного анализа способа его концентрации. Поскольку специальных исследований данной проблемы на рассматриваемых месторождениях не проводилось и суждения, высказываемые по ней, почти всегда наиболее спекулятивны, рассмотрению их ниже будет уделено лишь незначительное внимание.

Необходимо также сразу же отклонить как не имеющие аргументирующего значения указания сторонников метаосадочной гипотезы на пластообразную форму некоторых скарново-рудных тел, на участие их в складчатых структурах, принадлежность заключающих их пород к регионально-метаморфизованным вулканитам (или терригенным отложениям), появление местами в рудах полосчатости, а также на магматические внедрения в скарново-рудные массы или нахождение ксенолитов последних в гранитоидах.

В одной из наших работ [80], а также в главе I показано, что перечисленные особенности свойственны многим скарновым месторождениям и закономерно возникают в процессе их образования. В частности, типичная полосчатость известна и в доказанно гидротермальных железных рудах докембрия (Д. Маклерой, 1970 г.). Избирательность скарнирования доломитов, участвующих в различных складчатых структурах, — явление обычное, а широко распространенное замещение различных пород рудными телами, согласными с напластованием, столь обычно и слишком хорошо установлено, чтобы позволить одному этому факту «...быть использованным в качестве критерия осадочного происхождения руд...» [90, с. 500]. В последующем изложении перечисленные «доводы» не будут обсуждаться. И последнее. Из большого числа месторождений, фактические характеристики которых использовались в дискуссиях, остановимся лишь на месторождениях Алданского щита, Алтае-Саянской складчатой области и района Адирондака.

Об условиях образования месторождений Алданского щита имеется большое число высказываний. Отправными позициями одних исследователей являются различные варианты осадочно-метаморфической гипотезы, другие привлекают процессы формирования основного фронта при гранитизации, третьи рассматривают эти месторождения в качестве магнезиальноскарновых.

Поскольку в изложении представлений последней группы исследователей авторы ряда публикаций допускали принципиальные неточности, необходимо еще раз сформулировать эти представления. В самом сжатом виде они выглядят так.

Образование скарнов и оруденения магматического этапа связывается с воздействием на доломиты потоков трансмагматических растворов, вызывавших мигматизацию и гранитизацию гнейсовых пород, заключавших доломитовые тела, т. е. относится к метасоматическим процессам прогрессивного этапа метаморфизма. С этими процессами связана часть промышленных руд. Преобразование магнезиальных скарнов, отложение в них главной массы магнетита и последующие изменения скарновых силикатов (серпентинизация и др.) рассматриваются как процессы послемагматического (регрессивного) этапа метаморфизма. С внедрением мобильных (наиболее поздних, отдифференцированных) масс аляскитовых гранитов, образовавших секущие тела в различных гнейсах, скарново-железорудные месторождения в Алданском щите не

связываются. Большие количества магния и кальция, освобождавшиеся при скарнировании и гранитизации доломитов и при магнетитовом замещении скарнов, производили скарновое и околоскарновое изменения части прилежащих гнейсов. В этих скарнах также сформировалась значительная часть послемагматических магнетитовых руд. В отличие от аподоломитовой части скарнов, присутствовавший в растворах бор связывается здесь не в боратах, а в турмалине.

Взгляды группы сторонников осадочно-метаморфического происхождения южноякутских месторождений формулируются ими следующим образом. Концентрации железа (и бора) в архейских породах Алдана представляют сингенетичные накопления в материнских осадочных породах с последующим метаморфизмом и местным метасоматическим перемещением минерального вещества. Накопление осадков происходило в «...морских мелководно-прибрежных или лагунообразных бассейнах в результате соосаждения с гидроокислами алюминия..., а также при сорбционных процессах». В качестве обоснования этих положений приводятся следующие доводы [60, с. 4 и 127].

а. Стратиграфическая приуроченность месторождений.

б. Принадлежность магнетитовых руд и людвигит- или ортитсодержащих пород к метаморфическому комплексу, в состав которого входят различные парасланцы.

в. Пострудность тектонических разломов и зон дробления, пострудность гранитной интрузии. Отсутствие устойчивой зависимости между оруденением и определенным литологическим составом пород.

г. Отсутствие структурно-тектонического контроля первичного оруденения.

д. Отложения федоровской свиты состоят из различных чередующихся осадочно-метаморфических пород и реакционно возникших среди них (согласных и иногда зональных) метасоматических и скарноподобных образований. Гранитные интрузии вызвали, якобы, местами скарнообразование и появление элементов метасоматической зональности, наложившейся на серии перепластовывающихся парасланцев (в том числе рудоносных).

е. Согласное залегание железных и боратовых руд (также ортитсодержащих пород) и наличие в их составе тех же нерудных минералов, которые характерны для вмещающих толщ.

ж. Существование нескольких генераций рудных и «жильных» минералов.

Соответственно этим представлениям применяются термины и понятия, подбираются используемый материал и методы аргументации (часто своеобразные). Так, охарактеризованные выше участвующие в метасоматической зональности шпинель-форстеритовые, фассаитовые, энстатитовые скарны, пироксен-плагиоклазовые и скаполитовые околоскарновые породы (в том числе рудоносные) обозначаются кристаллическими сланцами (диопсидитами, амфиболитами, слюдитами, турмалинитами и т. д.) и зачисляются в метаморфизованные осадки. Эти породы часто фигурируют в описаниях как «диопсид-флогопит-магнетитовая серия» [60, с. 15—17] или «магнетитсодержащие пачки» (Д. П. Сердюченко, 1956 г., с. 79).

Метасоматическая зональность и закономерности минеральных ассоциаций указанной совокупности пород не рассматриваются. Принимается, что изучение геометрических взаимоотношений минералов в шлифах достаточно для установления их различий генетического порядка, и на этой основе выделяются минералы «осадочно-метаморфического комплекса» и поздних генераций. Это касается турмалина, боратов, скаполитов, роговых обманок и других

породообразующих и рудных минералов [60, с. 9, 13 и др.]. Термины «метасоматический процесс» и «метасоматическое замещение» заменяются терминами «местное перемещение вещества», «собирательная перекристаллизация», которым отводится место и «впереди фронта мигматизации» с образованием людвигит-магнетитовых руд [60, с. 126].

Делается необъяснимое в свете совокупности фактических данных по месторождениям людвигита в различных регионах [80; 49] заявление о неаргументированности мнения А. А. Маракушева, что людвигит является характерным минералом экзоконтакта бороносных гранитоидов с доломитами [60, с. 62 и 63].

Как было показано выше (при описании месторождений Алдана), утверждение о строгой приуроченности почти всех железорудных месторождений региона к определенному стратиграфическому горизонту [60] не соответствует действительности, а указание на безрудность части карбонатных пород в разрезе, без дополнительных данных о фациальном составе этих пород и о степени гранитизации вмещающих их гнейсов, вообще не имеет никакого аргументирующего значения в дискуссии по обсуждаемой проблеме. Для алданских месторождений, кроме согласного залегания скарново-рудных тел, характерны и очень быстрые их выклинивания по простиранию. В связи с этим Н. Г. Судовиков писал: ...«Исследование показывает, что рудные тела не являются первоначально осадочными, и их образование связано с метасоматозом». В частности, очень частые и быстрые выклинивания рудных тел по простиранию на расстояниях, нередко измеряемых дециметрами, делают очевидной неприложимость взгляда об осадочном генезисе обсуждаемых месторождений [12, с. 327].

В свете данных о структурно-тектоническом контроле оруденения и возрасте интрузивов в регионе [13] высказывания Д. П. Сердюченко, А. В. Глебова и В. А. Павлова противоречат действительности. Утверждение о гранитизации крупных скарново-рудных масс в крыльях складки Таежного месторождения (см. рис. 16) вызвало не только наши возражения [70], но и опровержение со стороны А. П. Пухарева [53, с. 72] и Н. Г. Судовикова [12, с. 327]. В противоречии с фактами и с современными представлениями о процессе гранитизации находится высказывание [60, с. 6] о мигматизации магнетитовых (в том числе людвигитсодержащих) руд с перемещением значительных масс железа, бора, кальция, магния и других компонентов и с образованием новых рудных тел «впереди фронта мигматизации».

Проверка отдельных (привязанных) ссылок Д. П. Сердюченко на гранитизацию руд в месторождениях Леглиерской группы и Сивагли показала, что во всех без исключения случаях «инъицированные» руды представлены апогнейсовыми пироксен-флогопит-роговообманковыми разностями, а «инъекции» являются реликтами мигматитовых обособлений в гнейсах, подвергшихся скарново-рудному замещению. Описание и иллюстрации этого типа руд приведены выше и добавления к ним излишни, кроме того лишь, что, поскольку скарново-рудное замещение мигматитовых гнейсо-гранитов не может быть оспорено, отпадает всякая возможность говорить о внедрениях этих же гранитов в те же скарново-рудные массы.

Наконец, если принять осадочно-метаморфическую гипотезу и учесть, что часть руд, в которых встречается мигматитовый гранитный материал (реликтовый), количественно вполне подчинена, то при существующих пространственных взаимоотношениях этих руд с остальными (в основном ортосиликатными) рудами совершенно уже необъяснимо отсутствие «гранитных инъекций» в этих последних.

Своеобразный довод в поддержку представлений Д. П. Сердюченко высказан В. А. Перваго. Согласно этому высказыванию, «отсутствие следов гранитизации в железных рудах» не доказывает более позднего образования этих руд, так как они труднее гранитизируются, чем гнейсы, и не должны «вступать во взаимодействие с кислым магматическим материалом...» [48, с. 84].

Если вспомнить, что преобладающий тип руд в регионе ортосиликатный, несостоятельность данного высказывания становится очевидной. Несоответствие его действительности состоит еще и в следующем: при отсутствии взаимодействия с гранитами рудные тела должны были бы, как кажется, быть насыщены гранитным материалом, происхождение которого в окружающих рудные тела мигматитах принимается данным исследователем за инъекционное [48, с. 84]. Между тем в аподоломитовых скарнах и рудах гранитный материал во всех наблюдавшихся нами случаях был ограничен объемом прослойка гнейса и не переходил в скарн или в руду. Это положение остается справедливым даже для рудных масс, предположительно относимых нами к магматическому, как в Эмельджакском месторождении, этапу образования (т. е. могущих, в принципе, подвергнуться инъекциям).

Утверждение Д. П. Сердюченко, А. В. Глебова и В. А. Павлова, что нерудные минералы в магнетитовых (±бораты) массах и сопровождающих их породах, содержащих ортит и турмалин, не отличаются от породообразующих минералов вмещающих толщ, противоречит фактам. Особенности химического состава и оптических свойств минералов магнезиальных скарнов и околоскарновых пород отчетливо выражены [69; 79] и резко отличаются от тех же свойств минералов пород гнейсового комплекса. Кроме того, ассоциации их, наблюдающиеся в скарнах, не повторяются в парасланцах, и наоборот, минералы, обычные для последних (железистые и титанистые биотиты, обыкновенные роговые обманки, кордиерит, силлиманит и др.), не встречаются в рудах и скарнах, даже если те образовались по гнейсам. Вместе с тем одноименные метасоматические минералы в околоскарновых породах и в гнейсах (и парасланцах) обладают принципиальным сходством. Например, турмалин и там и здесь является магнезиальным и богатым увитовой составляющей [79].

Терминологическая подмена магнезиальных скарнов парасланцами в работе Д. П. Сердюченко и др. [60] не достигает цели не только потому, что для образования при региональном метаморфизме форстеритовых, фассаитовых, энстатитовых, флогопитовых, людвигитовых, магнетитовых, турмалиновых и других мономинеральных и биминеральных пород потребовались бы осадки уникального состава. Одного наличия таких осадков было бы мало. Они должны были бы, кроме того, присутствовать в различных частях стратиграфического разреза продуктивных горизонтов и при этом располагаться в строгом порядке, а именно — с билатеральной симметрией, подобно тому как в метасоматической колонке породы зон при следовании от гнейсо-гранита лежачего бока к доломитовому мрамору меняют свое расположение на обратное при следовании от мрамора к гнейсо-гранитам висячего бока, т. е. имеет место смена по схеме *а—б—в—г—д—г—в—б—а*. В кернах буровых скважин такие чередования встречаются нередко, десятки раз в каждой.

Нам приходилось уже обращать внимание на очевидные погрешности в представлениях Д. П. Сердюченко о генезисе железных руд алданских месторождений, в частности, на несовместимость в пространстве и во времени фаций засолоненных лагун с осадками, богатыми соединениями железа. Приведем цитату из нашей статьи [70, с. 54]: «Общеизвестны факт и причины того, что в докембрийское время железистые осадки представлены в основном именно

железистыми кварцитами. Лагунно-засолоненный режим прежде всего отвечает условиям аридного климата, при котором выветривание носит щелочной характер, и железо, не мигрируя, остается на месте («пустынный загар» и другие явления), т. е. в то время, когда происходит выпадение из растворов известковых и магнезиальных солей в засолоненных лагунах и озерах, не существует условий для миграции и осаждения хемогенного железа. Правда, бор в этих условиях может мигрировать и осаждаться. Но как быть с существующими комплексными людвигит-магнетитовыми рудами и с допускаемыми (но не существующими) мощными концентрациями железа?»

Последний из главных доводов Д. П. Сердюченко, А. В. Глебова и В. А. Павлова нужно разделить на две части: в одной отмечается наличие нескольких генераций рудных и других минералов, в другой утверждается, что эти генерации отражают условия образования и изменений пород (от регионального метаморфизма и далее). Рассмотрим их.

Хотя большое число выделяемых указанными исследователями генераций отдельных минералов достаточно не обосновано, наличие у некоторых рудных минералов и скарновых силикатов более одной генерации не вызывает сомнений. Однако этот факт сам по себе не говорит в пользу осадочно-метаморфического происхождения обсуждаемых месторождений, поскольку в большинстве рудных месторождений различного (но не осадочно-метаморфического) происхождения, в том числе и в скарновых, отдельные минералы представлены несколькими генерациями. Вместе с тем выбор той или иной генерации минерала в качестве «первичной» (метаседиментогенной) у Д. П. Сердюченко, А. В. Глебова и В. А. Павлова полностью лишен фактических обоснований и опирается только на субъективные восприятия значения различных очертаний и размеров зерен тех или иных минералов. Поскольку различия в химическом составе, тонких примесях, физических свойствах минералов отдельных «генераций», соответствия этих различий предполагаемым физико-химическим условиям их образования не выявлялись и в минеральных ассоциациях не сопоставлялись, бóльшая часть выделяемых «генераций», используемых в генетических построениях указанных исследователей, не может быть отнесена к разряду фактических данных.

Более детального рассмотрения требует точка зрения, главные положения которой сводятся к следующим.

а. В процессе регионального метаморфизма содержание железа в породах рудоносных толщ не подвергалось сколько-нибудь значительным изменениям (Н. Г. Судовиков) [12, с. 322].

б. В регионе выделяются два периода ультраметаморфизма, из которых первый как бы сменил процесс регионального метаморфизма и привел к образованию реоморфических гранитоидов, а второй наступил уже после проявлений магнезиального (+Fe, Ca) метасоматоза. С ним связаны и интрузивные граниты. «Жильные пегматоидные и аплитовидные граниты» встречены пересекающими рудные тела (Михайлов, Климов) [12].

в. Fe-Mg-Ca-метасоматоз приводил к образованию жил и к сплошному замещению пород. Формы рудных тел являются жильными (Михайлов, Климов) [12]. Привносились магний, кальций и железо, одновременно выносились кремний, алюминий, щелочи. Процессы ультраметаморфизма и Fe-Mg-Ca-метасоматоза генетически связаны, но протекают в разных ярусах. Поскольку процессы ультраметаморфизма, по представлениям этих исследователей, происходят в «обезвоженной» среде, перемещение вещества имеет диффузионный характер [12].

г. Сколько-нибудь существенные концентрации сингенетичных железа и бора в толще осадочных карбонатных пород региона отсутствуют и не имеют прямой связи с метасоматическими железорудными и бороносными породами. Мобилизация рудного вещества происходила в глубокой зоне из пород повышенной железистости (в том числе магнетитсодержащих кварцитов), а перемещение вверх — по глубинным разломам. Пространственная связь процесса метасоматоза исключительно с карбонатными породами отрицается. Для железорудных месторождений признается решающая роль карбонатных пород лишь как объекта метасоматического замещения. Главная же роль в формировании магнетитового оруденения отводится метасоматическим процессам, которые представляют определенный обособленный этап развития архейских толщ Алданского щита, проявленный регионально (Михайлов, Климов) [12, с. 314 и 317].

Основные несоответствия перечисленных положений фактическому материалу и недостатки их аргументации нам представляются следующими. В качестве общего замечания: обсуждение проблемы ведется без учета характеристик магнезиальноскарновых месторождений иных фаций глубинности, на фоне особенностей которых искусственность построений сторонников регионального метасоматоза особенно отчетлива.

Первый из выдвинутых ими тезисов справедлив. По второму можно заметить, что факт образования на месте доломитов магнезиальных скарнов одного и того же состава и строения в архее Алдана и в контактах интрузивов среди молодых осадков в гипабиссальной фации устраняет необходимость (и возможность) привлечения регионального Mg-Fe-Ca-метасоматоза в качестве скарно- и рудообразовательного процесса. Пересечение магнезиальноскарновых образований не только жилами пегматитов, но и активными интрузивными породами известны и в условиях, исключающих возможность допущения двух периодов гранитизации (дорудного и пострудного). Примеры таких пересечений многочисленны [79].

По третьему тезису необходимо, прежде всего, заметить, что рудные тела Таежного месторождения настолько же не пласты, насколько и не жилы (хотя и имеют метасоматическую природу). Привнос кальция, магния и железа имел место лишь в алюмосиликатные породы гнейсового комплекса, для аподоломитовых же скарнов устанавливается привнос кремния, алюминия и железа. При этом существенно, что определяющий формирование тел рудоносных скарнов процесс гранитизации доломитов не соответствует представлениям сторонников регионального метасоматоза, по меньшей мере, по следующим позициям: он не является послемагматическим, носит отчетливо инфильтрационный, а не диффузионный характер и протекал без привноса магния и кальция. Кроме того, осаждение главной части железа во времени отделено от образования магнезиальных скарнов (относится к послемагматическому этапу). Наряду с этим размещение скарново-рудных жил в гнейсовых породах не соответствует гипотезе регионального метасоматоза также и их локальностью и постоянной пространственной связью с аподоломитовыми магнезиальными скарнами.

В вопросе о том — четвертый тезис — в какой мере источником рудного вещества могли являться предполагаемые на глубине, обогащенные железом и подвергшиеся гранитизации в нижнем ярусе породы, мнения могут сколь угодно расходиться (поскольку существование таких пород на неизвестных глубинах не доказывается). В данном случае такие расхождения не могут сказаться на поисковых критериях даже только для алданского региона.

Что касается возможности перемещения на расстояния в несколько километров огромных количеств железа, магния и кальция путем диффузии в межгранулярных растворах (в «обезвоженных» породах), то такого рода процесс представляется мало вероятным.

Отрицание исключительно локальной связи крупных магнезиальноскарновых, в том числе железорудных, тел с процессами гранитизации доломитов не согласуется с фактами. На Алдане не может быть указано ни одного рассматриваемого типа железорудного или флогопитового месторождения вне такой связи.

В последнее время Д. А. Михайлов выступил с гипотезой, согласно которой «образование месторождений магнетита в связи с магнезиально-кальциевым метасоматозом определялось, с одной стороны, широким развитием диафтореза амфиболитовой фации в толщах пород основного состава (метаморфизованных в гранулитовой фации — *Л. Ш.*), а с другой — формированием достаточно крупных тел диопсидовых метасоматитов, являющихся ловушками для рудного вещества, отлагавшегося в этих породах в кислотную стадию метасоматического процесса» [40, с. 125]. Источник железа усматривается во вмещающих породах, а «диопсидовые метасоматиты» (шпинель и флогопит-фассаитовые скарны) принимаются образовавшимися за счет мигматитовых гнейсов и гранитов с привносом магния и кальция из доломитовых мраморов, подвергавшихся перекристаллизации [40, с. 132]. Часть руд считается образовавшейся по форстеритовым мраморам с растворением доломита (в кислотную стадию) и отложением на его месте магнетита. Этим объясняется локальный (а не региональный уже. — *Л. Ш.*) характер магнезиально-кальциевого метасоматоза и распространения месторождений железа и флогопита в регионе.

Несоответствие фактам изложенных представлений Д. А. Михайлова заключается в том, что подавляющая часть шпинель- и флогопит-фассаитовых скарнов флогопитовых и железорудных месторождений Алдана является продуктом гранитизации доломитов (Д. С. Коржинский, 1955 г.), [79, 85], они не связаны с магнезиально-кальциевым метасоматозом и не несут магнетитового оруденения. Абсолютно преобладающая часть магнетитовых и боратовых руд принадлежит к аподоломитовым в ортосиликатных скарнах [80], и лишь в месторождении Дёс несколько преобладают руды в пироксеновых скарнах по гнейсам. Минеральный состав руд решительно не согласуется с представлением об отложении магнетита и боратов в кислотную стадию.

Нельзя не отметить выступающее в книге Д. А. Михайлова пренебрежение и к другой части фактов. При изложении представлений других исследователей о генезисе обсуждаемых руд Д. А. Михайловым допускаются многократные грубые неточности, на фоне которых затем развертывается критика указанных «представлений». Так, сообщается [40, с. 126 и 128], что якобы Д. С. Коржинский, А. А. Маракушев, М. А. Лицарев и Л. И. Шабынин рассматривают весь комплекс диопсидовых пород и связанное с ними оруденение как результат воздействия послемагматических растворов гранитных интрузивов на доломиты. При этом Д. А. Михайлов [40, с. 128] ссылается на стр. 478 работы Л. И. Шабынина [85, с. 478]. Однако ни на этой странице, ни вообще в указанной работе (и в других работах) подобных утверждений не содержится. На стр. 478 [85], в частности, четко обозначено, что речь идет об образованиях магматической стадии (связанных с региональной гранитизацией доломитов, а не с собственно интрузивными телами аляскитов) и именно об образованиях инфильтрационных (а не биметасоматических, как утверждает Д. А. Михайлов, с. 127).

Второй пример Д. А. Михайлов [40, с. 129] пишет, что по мнению Л .И. Шабынина [70] и Н. Н. Перцева [49] «...формирование магнетитового и боратсвого оруденения в диопсидовых метасоматитах...» связано с привносом бора и железа растворами гранитоидной магмы. Однако оба указанных исследователя нигде и никогда не описывали и не обсуждали боратового оруденения в диопсидовых породах Алдана, поскольку боратовая минерализация в этих породах там практически отсутствует, концентрируясь в форстеритовых и клиногумитовых скарнах. Приведенными примерами неточности в книге Д. А. Михайлова [40], к сожалению, не исчерпываются, однако характер их сходен и дальнейшее обсуждение излишне.

Особого рассмотрения требует подход сторонников гипотезы осадочно-метаморфогенной природы железорудных месторождений к поискам и использованию аналогий. Д. П. Сердюченко, А. В. Глебов и В. А. Павлов, усиленно подчеркивая «аналогии» между месторождениями этого региона и Центральной Швеции, оставляют без рассмотрения принципиальные различия в представлениях об источниках рудного вещества и способах его первоначальной концентрации (кислый вулканизм в прибрежной зоне, или «лагунные осадки» в условиях интенсивного выветривания). Между тем следует, по-видимому, признать, что с учетом хотя бы только этих различий в представлениях проводить далеко идущие аналоги с позиций Д. П. Сердюченко и его соавторов нет оснований.

Равным образом, мало обоснованы и аналогии, проводимые с позиций осадочно-метаморфической гипотезы между месторождениями этих двух регионов, с одной стороны, и месторождениями района Адирондака, с другой. Возможность применения данной гипотезы к указанным месторождениям США отрицается всеми исследователями последних. В обоснование этого Леонард и Баддингтон [133, с. 85] отмечают, например, следующее.

а. В рудах США широко проявлены свидетельства замещения магнетитом различных силикатов.

б. Отсутствуют доказательства существования в регионе супракрустальных вулканических пород, и допущение вулканических источников для рудных масс отпадает.

в. В северо-западном Адирондаке полностью отсутствуют и образования, чем-нибудь напоминающие известные осадочные железные руды [99, с. 1038]. Химический состав, парагенетическая последовательность и строение руд региона противоположны таковым высокометаморфизованных эквивалентов осадочно-метаморфических руд. Метаосадки слагают около 75% площади этого региона, и все типы их представлены в районах железорудных месторождений (на продолжении этой толщи пород среди преобладающе уже развитого магматического комплекса в восточной и северо-восточной частях региона).

г. Метаосадочная гипотеза потребовала бы [90], чтобы железистая формация первоначально состояла из таких осадков, как кремнистые аргиллит-анкеритовые (для месторождений в амфиболитах) и кремнистые, богатые карбонатами пласты (для скарновых руд). Однако, кроме того, потребовались бы еще перестройка и перераспределение такого необычного материала гипогенными растворами.

д. Типично метаморфические руды Норвегии (в районах Стриберг, Зюдварангер и Офотен) весьма сходны между собой. Они кварц-полосчатые гематитовые (в Зюдварангере — магнетитовые). В Зюдварангере они залегают в лептитах и микроклиновых гранитах, в Стриберге имеются подчиненные скарновые месторождения, местами в тесной ассоциации с кварц-полосчатыми рудами. Вмещающие породы здесь — лептиты с подчиненными известняками и амфи-

болитами. Древние граниты не обнажены. Хьелмквист относит кварц-полосчатые руды к осадочным, руды мелких скарновых тел — к «реакционно-метаморфическим», а крупные скарново-рудные тела — к образовавшимся с замещением известняков.

Отсюда следует, что процессы интенсивного метаморфизма не стерли различий в ведущих особенностях указанных трех типов руд, и Леонард и Баддингтон подчеркивают [133, с. 88]: «...лишь при крайней натяжке эти (метаморфические. — *Л. Ш.*) руды можно сравнивать с рудами Адирондака».

Может быть, с учетом этого Д. П. Сердюченко отмечает для месторождений Южной Якутии, что «...никаких остаточных железорудных образований явно осадочного структурно-текстурного облика и состава в столь глубоко и повторно метаморфизованных архейских толщах Южной Якутии не сохранилось» [23, с. 448]. Правда, при этом умалчивается, что, например, магнетитовые кварциты низов иенгрской серии и магнетитсодержащие кристаллические сланцы по р. Амнунахте хотя и метаморфизованы в одинаковых условиях с толщей, вмещающей магнезиальноскарновые руды, но отлично сохранили все особенности, присущие осадочно-метаморфическим образованиям. Таким образом, как справедливо заметил Нэзон [149, с. 288], даже если серые гнейсы нужно считать метаосадочными, то это не означает, что магнетит (в рудах среди них. — *Л. Ш.*) имеет то же самое происхождение.

Следует, наконец, заметить, что в подыскании различного рода аналогий Д. П. Сердюченко, А. В. Глебов и В. А. Павлов [60] повторяют имеющие принципиальное значение неточности в цитировании ряда исследователей, допущенные Д. П. Сердюченко ранее [70].

Генезис рассмотренных выше зарубежных железорудных месторождений в гнейсовых комплексах докембрия в последние годы также являлся предметом дискуссий. Существо точек зрения в отношении месторождений Центральной Швеции охарактеризовано выше. Что же касается месторождений района Адирондака и Пояса возвышенностей в США, то необходимо заметить следующее.

В 20-е годы В. Миллер [147], изучавший месторождения Адирондака, высказал предположение о том, что их образование обязано воздействию интрузивных гранитов на древние габбро, при котором высокофлюидные остатки гранитов якобы выносили железо из минералов габбро с преобразованием гиперстена и роговой обманки в менее железистый клинопироксен и с образованием магнетита. Несостоятельность количественной стороны данной гипотезы была показана Д. Ньюлендом (1920 г.), Леонард же и Баддингтон [133] подчеркнули еще и следующее обстоятельство: породы, обозначавшиеся Миллером как метаморфизованные габбро, представляют собой частью пироксеновые скарны и аподоломитовые амфиболиты [см. также 86; 98; 99], т. е. не являются интрузивными. Кроме того, эти же исследователи показали, что клинопироксены сопровождающих гренвильских пород испытали привнос железа, а не вынос его вблизи магнетитовых тел.

Выше отмечалось, что значительная часть оруденения в районе Адирондака располагается в салит-ферросалитовых скарнах, которые развивались с замещением скарнов диопсидового состава. Следовательно, клинопироксен из метаосадков вряд ли мог служить источником железа для развития магнетита.

Из цитируемой работы Миллера не ясно: в какой мере обсуждаемые скарново-рудные тела могли бы рассматриваться как «мигматизированные скарны» в понимании Леонарда и Баддингтона (см. выше), или как скарны по мигматитовым гнейсам, подобные распространенным в Южной Якутии. Однако

приводимые фотографии типичных магнетитовых руд месторождения Лайон Маунтин [147, фиг. С, табл. 23] внешне поразительно сходны с рудами в апогнейсовых скарнах южноякутских месторождений (см. рис. 1). О составе руд Миллер пишет, что это зернистая смесь клинопироксена и магнетита (в широко меняющихся соотношениях) с отчетливо более поздним развитием магнетита. В указанной ситуации замечание [101] о том, что процессы мобилизации рудных элементов, их способ миграции, распределение и отложение и другие связанные с этим явления остаются спекулятивными, совершенно, на наш взгляд, справедливо. Своеобразное возрождение гипотезы Миллера имеет место в настоящее время в США в серии публикаций Хагнера, Коллинза и Климента. Происхождение магнетитовых месторождений в пироксеновых и роговообманковых скарнах, а также в амфиболитах ряда районов Адирондака и Пояса возвышенностей представляется следующим [93; 120; 121; 122].

а. Источником железа магнетитовых руд являются вмещающие оруденение пироксеновые амфиболиты. Железо освобождалось при перекристаллизации богатых им мафических силикатов этих пород в более магнезиальные. Какой бы то ни было привнос железа и других компонентов магматогенными растворами исключается.

б. Магнетитовая руда заместила пироксеновые амфиболиты вдоль зон пониженного давления, где структуры вмещающих пород изменены.

в. Движение материала было в основном вдоль слоистости, линейчатости и границ зерен и в известной степени диффузией через кристаллы из зон большого давления в зоны с меньшим давлением. Рудные зоны — районы низких давлений и высокой активности кислорода.

г. Необходимая энергия активации и движения элементов из мафических силикатов вмещающих пород предположительно обеспечивалась изменениями температуры и давления в течение метаморфизма. В зонах нарушения пород, богатых железистыми силикатами, происходила перекристаллизация этих пород с изменением их состава (вынос Ca, Al, Fe и др. элементов) и уменьшением объема пород. Уменьшение объема порождало градиент давления, что вызывало дополнительные дифференциальные подвижки и дальнейшую перекристаллизацию, новое уменьшение объема и перепады давления и так до полной перекристаллизации амфиболита (в иных районах это могут быть роговообманковые гнейсы). В осуществлении такого процесса придается большое значение [93] снижению температуры плавления пород (до 500—600° С) вследствие наличия в растворах ряда летучих компонентов. Рудообразование представляется фазой сложного процесса регионального метаморфизма и гранитизации.

Процесс рисуется метасоматическим, сопровождавшим региональный метаморфизм и гранитизацию. Граниты региона принимаются палингенными, в противоположность взглядам Баддингтона, Леонарда, Симса и др., которые настаивают на интрузивном характере большей части роговообманковых гранитов и аляскитов региона.

Геологические обоснования этой гипотезы излагаются в следующем виде.

а. При следовании от боковых пород к рудным телам, залегающим в гнейсах и амфиболитах, в зоне порядка 300 м, устанавливается уменьшение количества рассеянного магнетита и снижение железистости породообразующих силикатов, возрастание натровости плагиоклаза и рост содержания SiO_2 и Al_2O_3. В месторождении Скотт Майн рудные тела содержат только элементы и минералы, находимые во вмещающих амфиболитах.

б. Включения пироксеновых амфиболитов в гнейсо-гранитах обычно

содержат микроклин и другие минералы гнейсо-гранита и пегматита, количество которых зависит от степени замещения.

в. Многочисленные нарушенные пласты амфиболитов в гнейсо-граните располагаются всегда параллельно гнейсовым структурам. Полосчатость гнейсов унаследована от амфиболитов.

г. Подводящие пути (трещины, нарушения), по которым могли бы проходить растворы, в Скотт Майн отсутствуют, хотя известны в районе Долер.

С критикой этих положений выступили Баддингтон и Леонард, которые отметили следующее.

а. С гипотезой не согласуется время скарно- и рудообразования. Рудные растворы не могли генерироваться региональным метаморфизмом, так как он сопровождался периодом гранитных интрузий, предшествовавших образованию руд.

б. Предположение о том, что диопсидовый скарн, содержащий руду, является продуктом перестройки масс первоначально более железистого клинопироксена, противоречит фактам. Не говоря уже о том, что главная магнетитовая минерализация не находится в таких скарнах (см. выше), полностью доказано, что как в Адирондаке, так и в Поясе возвышенностей [133], (П. Симс, 1958 г.) магнетитовое оруденение формировалось лишь после преобразования диопсидовых скарнов в ферросалитовые скарны.

в. В ряде месторождений, в том числе наиболее значительных (Клифтон и др.), при движении к рудному телу в заключающих его пироксеновых и роговообманковых скарнах имеет место не снижение, а увеличение железа.

г. Леонард в письме к автору данной книги отмечает, кроме того, что Хагнер и его коллеги, разделяющие обсуждаемую гипотезу, не показывают источника железа в силикатах самих боковых пород, хотя бо́льшая часть последних формировалась с привносом железа (на месте исходных доломитов).

К сказанному следует добавить, что количество железа, освобождавшегося по расчету при перекристаллизации первоначальных железистых пироксенов амфиболитов в более магнезиальные разности, определялось Коллинзом на основании измерений величины светопреломления этих пироксенов. Однако, как известно [79; 81; 2], при одном и том же значении величины светопреломления величина общей железистости двух сравниваемых клинопироксенов может сильно расходиться. Сам Коллинз отмечает это явление для измеренных им пироксенов [93].

Влияние на оптические свойства перераспределения Fe_2O_3 и FeO, а также изменений в глиноземистости, фтористости роговых обманок и биотитов не менее существенно.

Процессы гранитизации пород докембрийских комплексов широко проявлены в ряде регионов и, по-видимому, в главных чертах сходны. Исходя из этого, с учетом могущих иметь место различий, следовало бы, как нам кажется, ожидать появления магнетитовых месторождений в измененных амфиболитах в большинстве таких регионов. Между тем подобные месторождения в них не известны. Не является ли это обстоятельство также критерием достоинств рассмотренной гипотезы?

Из приведенного обзора части материала, относящегося к дискуссии по вопросам генезиса видно, что ни один из сторонников осадочно-метаморфической гипотезы происхождения железорудных месторождений в магнезиальных скарнах гнейсовых комплексов докембрия не пытался сопоставить главные высказанные им положения с геологическими характеристиками аналогичных месторождений в более молодых складчатых областях.

Обращаясь к рассмотрению гипотез, касающихся происхождения части месторождений, находящихся в складчатых областях, необходимо заметить, что магнезиальноскарновая их природа оспаривается в основном с двух позиций. Одна из них возрождает уже обсуждавшуюся частично гипотезу Миллера, другая же исходит из признания вулканогенно-осадочного происхождения концентраций рудного вещества с последующим региональным и (или) контактовым метаморфизмом, сопровождавшимся тем или иным их переустройством.

По месторождениям Алтае-Саянской области указанные точки зрения в наиболее развернутом виде высказаны Г. В. Поляковым (1967 г., 1971 г.) и И. В. Дербиковым и И. С. Руткевич [16]. Кроме того, на протяжении ряда лет В. Г. Корелем [34] выдвигается третья точка зрения, согласно которой, независимо от состава исходных карбонатных пород, скарны и заключенное в них магнетитовое оруденение образуются в основном до консолидации активных интрузивов (часть руд возникает в послемагматическом этапе). Источники рудного вещества усматриваются как в вулканогенно-осадочном материале (в рудной и силикатной формах), так и в интрузивных породах основного состава, перерабатываемых гранитоидными магмами.

Первым гипотезу Миллера привлек к интерпретации генезиса месторождений Западной Сибири (в частности, Тейского месторождения) П. И. Лебедев (1934 г.). Использование ее последующими исследователями, к сожалению, не сопровождалось улучшением геологического или термодинамического обоснования. И в 1967 г. Г. В. Поляков лишь в самом общем виде пишет о воздействии гранитоидных магм на базальтоидные породы в фемических областях эвгеосинклиналей как об источнике рудного вещества. Пути концентрации последнего связываются им с ограниченной, якобы миграционной способностью железа в гидротермальных растворах, в силу чего оно оказывалось способным к накоплению в «определенных областях мировых процессов миграции» (Г. В. Поляков, 1967 г.).

Такое представление о свойствах мобильности железа (как и всякого компонента) необоснованно, так как способность большинства элементов к перемещению в растворах зависит от физико-химических условий процесса и может меняться в широких пределах. О неточностях, допущенных Г. В. Поляковым при попытке придать этой гипотезе общее (за рамками региона) значение, мы говорили в начале данной книги. Достаточно напомнить геологические условия месторождений Центральной Швеции, чтобы закономерность связи эндогенных железорудных месторождений с фемическими зонами эвгеосинклиналей оказалась не всеобъемлющей. Естественно, гипотеза, «не подкрепленная» конкретными геологическими и иными доказательствами, не может участвовать в решении конкретных научно-теоретических и практических проблем.

На первое выступление И. В. Дербикова с критикой представлений о контактово-метасоматической природе скарново-железорудных месторождений был дан хорошо аргументированный ответ коллектива исследователей этих месторождений [19]. Несмотря на это, большинство тезисов И. В. Дербикова сохранилось в вышедшей вскоре совместной с И. С. Руткевич книге [16]. (Уже одно это оправдывает указание редактора Н. Н. Амшинского о дискуссионности данной книги и недостаточности заключенного в ней фактического материала). Сколько-нибудь полное рассмотрение даже главных неверных положений этой книги здесь невозможно. Ограничимся лишь несколькими, непосредственно относящимися к месторождениям Горной Шории в магнезиальных скарнах.

Следует, правда, заметить, что И. В. Дербиков и И. С. Руткевич отрицают существование магнезиальных скарнов и предлагают считать шпинелевые, монтичеллитовые, клиногумитовые и др. их разности регионально-метаморфизованными осадочными породами [16], даже не обсуждая диковинный для осадков их состав, участие их в метасоматической зональности, конформность их тел с поверхностью интрузива в участках как согласного, так и секущего залегания последней и др. Принимая магнезиальные скарны и роговики за регионально-метаморфические образования, эти исследователи не замечают, что вмещающие последние вулканогенно-осадочные породы метаморфизованы слабо (в фации зеленых сланцев).

Сторонникам скарновой природы обсуждаемых месторождений предлагается объяснить наблюдающийся якобы антагонизм между известняками и рудой, который состоит в том, что мощные тела известняков среди силикатных пород не замещаются магнетитом. На этом именно основании роль карбонатных пород в образовании скарновых руд в книге отрицается, а сами эти породы в качестве исходных объявляются мифом.

Как нам представляется, они неправы в своих построениях по меньшей мере в двух отношениях: 1) подавляющее большинство исследователей скарновых месторождений представляют процесс магнетитового оруденения протекающим с замещением именно скарнов, а не карбонатных пород; 2) в большей части горношорских месторождений известняки (особенно удаленные от интрузивов) сохранились в силу того, что доломитовые мраморы скарнировались уже в магматическом этапе, и в местах воздействия растворов магнетит отлагался почти исключительно в магнезиальных скарнах (как в более основной, по-видимому, среде).

И. В. Дербиковым и И. С. Руткевич [16] выдвигается положение о невозможности образования контактово-метасоматических рудных тел, при отсутствии в материнских интрузивах «реликтов подводящих путей для растворов». Однако данное положение объективно несущественно. Просачивание наверх послемагматических растворов в определенных условиях глубинности и тектоники чаще, по-видимому, осуществляется в основном в области поверхности контакта интрузива, а не через трещины и поры образовавшейся на нем корки. Добавим, что часть магнетитового оруденения в магнезиальных скарнах региона формировалась до начала затвердевания материнских интрузивов.

И. В. Дербиков и И. С. Руткевич привлекают и другие несостоятельные аргументы, как, например, ссылка на якобы доказанную Н. Н. Амшинским и др. [10] миграцию в магме магния, кальция и железа в нижние части интрузивного тела, что будто бы и исключает образование железорудных месторождений за счет эндогенных растворов. Однако указанные исследователи установили лишь факт зонального распределения отдельных элементов в вертикальном сечении некоторых тел гранитоидов, но не доказали встречного перемещения в магме различных из этих элементов. Подобное распределение могло явиться и результатом перемещения их в одном направлении (кверху), но с различной скоростью. Кроме того, если речь идет о послемагматическом рудообразовании, то, поскольку нижние центральные части магматических тел кристаллизуются в последнюю очередь, логически правильнее было бы предположить, что растворы, выходившие из этих именно (обогащенных железом) частей очага, были богаты железом.

Еще менее увязаны с фактическими геологическими характеристиками месторождений региона идеи В. Г. Кореля [34]. В основе последних лежит выделение так называемых предмагматических скарново-железорудных место-

рождений, отличительные признаки которых состоят в том, что предположительно материнские гранитоиды заключают ксенолиты скарнов и руд или скарны и руды претерпевают изменения, которые могут быть обусловлены внедрением этих гранитоидов. Сделан вывод о существовании магнетитового контактово-метасоматического оруденения, связанного не только с послемагматическими, но и с трансмагматическими растворами. Не проводя последовательного разделения вмещающих оруденение скарнов по формациям исходных карбонатных пород, В. Г. Корель в своих построениях часто оказывается без надежных ориентировок и его выводы являются произвольными.

Примером могут служить два магнезиальноскарновых месторождения. Они относятся В. Г. Корелем к обычным известковоскарновым, но Шерегешевское — к «предмагматическим», а Тейское — к послемагматическим. Оруденение в первом из них В. Г. Корель связывает с сиенитами, отмечая ксенолиты скарнов и руд в этих интрузивных породах и инъекции последних в скарново-рудных телах. Вместе с тем читателю не сообщается о том, что бóльшая часть руд (в магнезиальных и замещающих их известковых скарнах) связана не с сиенитами, а с предшествовавшими им габбро. Все скарны и руды месторождения без разделения (см. выше) В. Г. Корель зачисляет в «предмагматические».

Оставляя без рассмотрения хорошо аргументированный вывод о генетической связи оруденения Тейского месторождения с магнезиальными скарнами [32], В. Г. Корель [34, с. 2 и 9] отрицает такую связь и относит месторождение к «послемагматическим».

Небольшие изменения в минеральном составе рудоносных скарнов Шерегешевского месторождения, как уже говорилось, являются типичными диафторическими и не могут иллюстрировать метаморфическое воздействие интрузии сиенитов. Предложение В. Г. Кореля рассматривать скарнирование апикальных частей материнских интрузивов как явление автометаморфизма не может быть принято, как и выделение в магматическом этапе щелочной и кислотной стадий с переносом в них процессов скарнирования известняков и замещения магнетитом этих скарнов. Ссылки В. Г. Кореля на Д. С. Коржинского (1967 г.) в согласии с теоретическими взглядами которого якобы находятся подобные представления о протекании процессов магматического замещения, являются недоразумением. Кислотная стадия связывается с концентрацией кислотных компонентов в послемагматических, а не в трансмагматических растворах и осуществляется только после раскристаллизации главной части магмы и после скарно- и рудообразования послемагматического этапа.

В качестве итога рассмотрения гипотез образования магнезиальноскарновых железорудных месторождений приведем следующие выводы.

а. Наметившиеся принципиальные особенности месторождений в формации магнезиальных скарнов связаны с их геологической историей. Углубленное изучение их, несомненно, повысит продуктивность поисков и точность прогнозных и иных оценок скарново-железорудных месторождений.

б. Получение новых объективных возможностей для суждения о некоторых сторонах весьма сложного процесса формирования скарновых месторождений связано с развитием и расширением применения физико-химической теории процесса, основанной на геологическом изучении и соответствующем анализе минеральных парагенезисов конкретных месторождений, а также на экспериментальных исследованиях природных систем.

в. Распространившиеся в последнее время «умозрительно-логические» схемы процесса образования скарново-рудных месторождений с различными

выкладками привноса и выноса рудного вещества не имеют ценности. Вряд ли нужно доказывать, что суждение типа: «основные породы богаты магнием и железом, следовательно, они могут служить источником железа рудных концентраций», будучи высказано, не может претендовать на значение гипотезы до тех пор, пока аргументация его, основанная на определенных знаниях и фактах, не будет удовлетворительно отвечать хотя бы на главные вопросы, возникающие в связи с этим высказыванием.

К сожалению, подобного рода суждения часто появляются без сверки их с уже проверенными знаниями. Таково, например, мнение Д. П. Сердюченко о накоплении железа в лагунных отложениях в условиях аридного климата [23], поскольку Н. М. Страховым (1956 г., с. 14—15) показано, что именно свидетельством гумидного климата является накопление железа в гидрогетит-шамозит-сидеритовых осадках, в ассоциациях с которыми доломиты уже угнетены.

г. Говоря об аргументации гипотез, приходится отдельно учитывать аналогии, поскольку в качестве доказательства они пригодны лишь при тщательном отборе сравниваемых объектов. К сожалению, как можно было убедиться из предшествовавшего изложения, это требование не всегда учитывается. Так, если бы мы попытались применить гипотезу Хагнера и Коллинза (см. выше) к месторождениям Южной Якутии, то мы убедились бы, что, несмотря на значительные аналогии между месторождениями США и данного региона, содержания железа и основность плагиоклаза в породах, вмещающих скарново-рудные тела, в месторождениях Южной Якутии возрастают, а не уменьшаются, как в некоторых месторождениях США.

д. Один из сложнейших вопросов — об источнике рудного вещества — в рассмотренных месторождениях должен решаться различно для различных регионов. Относительная роль железа, заключенного в породах, вмещающих месторождения Центральной Швеции, несомненно, резко отличается от роли этого источника в регионе Южной Якутии, Алтае-Саянской области и др. Значение магматогенного источника — если учитывать его только по факту доставки железа (к месту отложения) трансмагматическими и послемагматическими растворами — представляется решающим.

Заключение

Выполненные за последние годы исследования по скарновым месторождениям Советского Союза показали, что существующее пока еще представление о преимущественном железорудном и борном составе оруденения, характерного для формации магнезиальных скарнов, необходимо пересмотреть. Как выяснилось, к магнезиальноскарновой формации принадлежит значительная (или большая) часть рудоносных скарнов широко известных месторождений шеелита Средней Азии (Ингичке, Майхура, Яхтон и др.). Равным образом скарны многих золоторудных, медных и полиметаллических месторождений указанного региона, не вошедших во вторую книгу монографии [80], после дополнительного их изучения оказались принадлежащими к формации магнезиальных скарнов.

Соответственно не только значительно возросло общее число промышленных месторождений различных руд в скарнах данной формации, но и существенно изменилось распределение их по составу оруденения. Регион Средней Азии сравнительно хорошо изучен, поэтому можно выразить уверенность в том, что начавшийся процесс уточнения формационной принадлежности рудоносных скарнов месторождений в других регионах в ближайшие годы приведет к дальнейшему росту числа месторождений в формации магнезиальных скарнов за счет части месторождений, считающихся пока известковоскарновыми. При этом большое значение последних в общем балансе эндогенных руд, конечно, сохранится.

О необходимости различения известкового состава скарнов двух формаций уже писалось. Особенности месторождений в скарнах доломитовых контактов, связанные со структурно-фациальными условиями и характером магматизма, еще не изучены. Исследования последних лет позволили эмпирически наметить некоторые из них, связанные с минеральным и химическим составом скарнов и руд, а также с физико-химическими и другими условиями процесса образования тех и других. Установление соответствующих закономерностей — дело будущего, однако уже сейчас очевидно, что подход к изучению и пониманию, например, физико-химических особенностей процесса образования апомагнезиальных известковых скарнов с позиций сложившихся представлений о процессе образования скарнов в контактах интрузивов с известняками сдерживает развитие теории скарно- и рудообразования и не способствует повышению результативности поисковых работ.

В самом деле, при некоторых равных особенностях воздействующих постмагматических растворов, подвергающейся замещению породой в одних случаях является известняк, а в других — богатая магнием (обычно также глиноземом) силикатная порода. Естественно, процесс минералообразования (скарнового и рудного) в том и в другом случаях будет так или иначе значительно отличаться. Различными окажутся условия относительной подвижности компонентов, железистости, кислотности — щелочности растворов, режима в них кислорода, серы и другие факторы, регулирующие образование скарнов различного состава и продуктов их изменения, а также отложение в них лишь определенной части рудных элементов и в соответствующей минеральной форме. Эти различия возможны нередко в отдельных участках контакта одного и того же интрузива.

Особенности месторождений в формации магнезиальных скарнов, которые необходимо учитывать в прогнозировании, поисках и оценке, следующие.

1. Распространение вмещающих различное оруденение скарнов и апоскарновых пород данной формации в зависимости от условий глубинности различно. В абиссальной (безволластонитовой) фации магнезиальные скарны появляются на месте магнезиальных карбонатных пород в процессе метасоматической переработки и магматического замещения последних. На месте вмещающих их гнейсов при этом возникают мигматиты и гнейсо-граниты. Часть магнезиальных скарнов в этой фации глубинности образуется и в послемагматических условиях, главным образом в виде биметасоматических околоинтрузивных или межпластовых образований, не несущих рудной минерализации.

При основном составе вмещающих доломиты гнейсов (Алданский щит, Адирондак) процессы изменения магнезиальных скарнов в послемагматическом этапе обычно ограничиваются появлением преобразованных разностей этих скарнов и слабо выраженным кислотным выщелачиванием (тремолитизация, серпентинизация). В таких измененных скарнах распространены магнетитовые и боратовые месторождения. Реже магнезиальные скарны подвергаются здесь замещению салитовыми и своеобразными ферриавгит-андрадитовыми скарнами (Адирондак). Магнетитовое оруденение встречается только в первых.

При кислом составе гнейсов и кристаллических сланцев (Центральная Швеция) кислотное выщелачивание в частях их, граничащих с магнезиальными скарнами, и среди последних может проявляться широко и интенсивно. В таких местах, кроме магнетитовых руд, встречаются промышленные полиметаллические месторождения.

В гипабиссальной фации глубинности магнезиальные скарны возникают в контактовых ореолах гранитоидов, образуя инфильтрационные тела непосредственно в контактах с интрузивами и межпластовые — в контактах доломитов с терригенными породами. Послемагматические изменения магнезиальных скарнов в этих условиях редко ограничиваются появлением на их месте преобразованных разностей. Как правило, те и другие магнезиальные скарны подвергаются замещению известковыми разностями и последующему обычно сильному кислотному выщелачиванию с развитием на месте пироксеновых скарнов пород кварц-пироксенового (±гранат) состава. На месте форстеритсодержащих разностей скарнов нередко значительно проявлена тремолитизация пироксенов. С кислотным выщелачиванием в скарнах тесно связана разнообразная рудная минерализация.

2. Хрупкость доломита, значительно превосходящая хрупкость кальцита, благоприятствует проявлению трещиноватости в доломитовых телах даже тогда, когда известняки ведут себя пластично. При внедрениях интрузивов в тектонически ослабленные зоны, когда магма продвигается относительно быстро, явления магматического замещения доломитов обычно ограниченны, и магнезиальные скарны в непосредственных контактах интрузивов имеют небольшую мощность. Появление в этих условиях интенсивной тонкой трещиноватости в присводовой части внедряющегося магматического тела — в области действия трансмагматических растворов — обеспечивает проникание последних вдоль трещин и образование различной, часто большой мощности (свыше 150 м) штокверковидных зон жильных магнезиальных скарнов. Пересечения более крупных трещин служат в это время местами образования слепых скарновых столбов над апикальными выступами кровли интрузивов нередко в большом (до нескольких сот метров) удалении от выходов последних на поверхность.

Как штокверковидные, так и столбообразные и межпластовые образования в доломитовых контактах обычно представляют собой лишь часть сложных залежей магнезиальных скарнов магматического этапа, расположенных на глубине в непосредственных контактах с интрузивами. Последующие преобразования в таких жильных и столбообразных скарновых телах имеют обычный характер и сопровождаются оруденением.

Признаком наличия на глубине слепого столбообразного скарново-рудного тела в ряде случаев может служить появление на значительном удалении от выходов интрузивной породы осветления доломитов, их мраморизации и развитие в них периклаза (брусита) или ортосиликатов магния и шпинели.

Интенсивная микротрещиноватость периода гранитизации нередко приводит к образованию своеобразных ритмически-полосчатых тел магнезиальных скарнов [79], представляющих собой весьма гетерогенную в физико-механическом отношении среду, очень чувствительную к проявлениям тектоники в послемагматическом этапе. При благоприятных условиях магматизма в таких полосчатых породах развиваются флюоритовые грейзены с олово-бериллий-вольфрамовым оруденением. В скарнах по известнякам месторождения такого типа не встречаются.

Структурно-тектонические условия образования крупных железорудных месторождений отличаются от таковых месторождений цветных и редких металлов в первую очередь тем, что микротрещиноватость в породах присводовой части интрузивных тел здесь не отмечается, и условия становления и консолидации интрузивов соответствуют оптимальным для интенсивного магматического замещения доломитов с развитием мощных магнезиальных скарнов в непосредственных контактах с интрузивами [79].

3. В процессе послемагматического скарнообразования кремнезем и глинозем являются не только инертными компонентами в физико-химическом смысле, но и обладают лишь незначительной транспортабельностью при поровом просачивании растворов скарновой стадии. Доказательством этого может служить широкое распространение хорошо сохранившихся форстеритовых или заместивших их клиногумитовых скарнов, подвергшихся серпентинизации, но практически не затронутых замещением пироксенами или минералами известковых скарнов, развивающимися в более тыловых частях колонки. При привносе послемагматическими растворами скарновой стадии кремнезема форстеритовые массы неизбежно преобразовывались бы в пироксеновые (или гранатовые) скарны. Такое поведение кремнезема имеет первостепенное значение, по меньшей мере, в двух отношениях. Во-первых, известковые экзоскарны в доломитовых контактах выступают только как продукты изменения магнезиальных скарнов, заключающих в себе кремнезем, глинозем и железо, наследуют их формы и размеры и не замещают непосредственно доломитов. Наблюдаемые иногда в последних жилки геденбергита с кварцем и андрадитом (или волластонитом) относятся уже к образованиям стадии кислотного выщелачивания. Во-вторых, высокая магнезиальность, а часто и глиноземистость скарнов магматического этапа решающим образом влияют на состав минералов возникающих известковых скарнов. Минеральный состав последних существенным образом сказывается на составе отлагающихся в этих скарнах руд. Магнезиальность скарнов явным образом способствует преимущественному осаждению магнетита в тех участках контактов скарновых полей сложного состава, где исходные карбонатные породы были доломитами. Те или иные количества магнетита свойственны скарнам большинства месторождений в доломитовых контактах [80]. Вместе с тем сами магнетитовые руды (скарны) не-

редко служат своего рода средой, подвергающейся замещению боратами, шеелитом, халькопиритом, висмутовыми минералами, а также осаждающей золото. Некоторые из возникающих при этом устойчиво повторяющихся ассоциаций рудных и скарновых минералов не встречаются в скарнах по известнякам.

Как известно, в гипабиссальных условиях давление углекислоты в растворе и температура контакта слабо влияют на минеральный состав скарнов по известнякам и значительно — на состав магнезиальных и апомагнезиальных известковых скарнов. Среди последних появляются монтичеллит, мервинит и мелилит, массы которых ни в одном из известных месторождений не несут какого-либо оруденения.

Применительно к железорудным месторождениям нужно отметить следующее. Рассмотренные в данной книге обобщенные и частные характеристики большого числа этих месторождений убеждают в том, что имеющееся разнообразие в их минеральном составе и строении вполне укладывается в рамки известного и характерного для месторождений с другим составом оруденения в той же формации магнезиальных скарнов [80]. Специфические промышленные магнетитовые концентрации в неизмененных скарнах магматического этапа выделяются, скорее, количественной стороной присутствующего в скарне рудного минерала, поскольку в небольших количествах магнетит в составе магнезиальных скарнов магматического этапа нередок [79]. В силу этого нет оснований рассматривать проблему условий образования, прогнозирования и поисков месторождений железа обособленно от аналогичной общей проблемы в отношении всех других рудных месторождений в формации магнезиальных скарнов.

Написание монографии, заключительной частью которой является данная книга, преследовало следующие цели:

а) привлечь внимание специалистов в области рудных месторождений к существованию большого числа промышленных месторождений, обладающих всеми особенностями, необходимыми для выделения их в самостоятельный генетический тип — рудных месторождений в формации магнезиальных скарнов;

б) охарактеризовать указанные особенности, рассмотрев их по группам месторождений, различающимся составом оруденения, на конкретном материале месторождений, расположенных в различных геологических регионах, и установить черты общности и различий между этими группами (в пределах генетического типа);

в) используя имеющиеся характеристики, попытаться обрисовать положение рудообразования во времени и в пространстве по отношению к процессам магматического замещения, скарнообразования обоих этапов и кислотного выщелачивания, исходя из представления о единстве процессов петро- и рудогенеза;

г) подчеркнуть главнейшие характерные особенности обсуждаемых месторождений, часть которых до сих пор смешивалась с особенностями месторождений в скарнах по известнякам, показать конкретные различия тех и других и необходимость и возможность использования этих различий в практике прогнозирования и поисков месторождений.

Автор убежден в том, что дальнейшее существенное повышение результативности поисковых работ и точности прогнозирования и оценок скарновых месторождений в целом невозможно без выделения и раздельного (по формациям рудоносных скарнов) использования соответствующих характеристик. Важность этой задачи трудно переоценить. Данная монография, посвященная рудным месторождениям в формации магнезиальных скарнов, далека от совершенства. Однако, автор надеется, что она сможет послужить отправным пунктом на пути решения поставленной выше задачи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ашурков В. А. Геологическая интерпретация магнитных и гравитационных полей Кондомского железорудного района Горной Шории в связи с поисками глубоко-залегающих магнетитовых месторождений. Автореф. канд. дис. Томский политехнич.ин-т, 1972. 17 с.

2. Баддингтон А. Ф. Окисные Fe- и Fe-Ti-минералы и концентрации в докембрийских породах штатов Нью-Йорк и Нью-Джерси, США. — В кн.: Физико-химич. проблемы формирования горных пород и руд. М., Изд-во АН СССР, 1961, т. I, с. 234—264.

3. Батов Н. А. Геология и минерагения железорудных месторождений Кондомской группы. Томск, 1935, с. 92. (Матер. по геол. Зап.-Сиб. края, вып. 18).

4. Бекмухаметов А. Е. Формирование скарново-рудных он магнетитовых месторождений Южного Тургая. Алма-Ата, «Наука», 1970, 205 с.

5. Богацкий В. В. Магнетитовые месторождения гидросиликатового типа юга Сибири. Автореф. канд. дис. МГУ, 1962. 19 с.

6. Василев Л. Метасоматични формации и фациеси в Бургаско-Странджанския район. Изученост и някои проблеми. — Юбил. геол. сб. Геол. Инст. БАН и КГ. София, 1968, с. 245—261.

7. Василев Л. Птигматитовая текстура в железорудных Mg-скарнах. — «Докл. Болг. АН», 1969, т. 22, № 2, с. 149—151.

8. Василев Л., Стайков М., Иванова-Панайотова В. О некоторых закономерностях в развитии интрузивных и скарново-рудных процессов в Странджа-Планине. — VII Конгр. Карпато-Балканской ассоц. Докл., ч. III, София, 1965, с. 141—145.

9. Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических и железорудных месторождений Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1965. 291 с.

10. Вертикальная петрохимическая зональность гранитоидных тел как критерий их рудоносности. — В кн.: Металлогения Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1968, с. 97—100. Авт.: Н. Н. Алешинский, А. М. Горб, А. А. Долгушина и др.

11. Возрастные соотношения интрузивных проявлений и минерализации Кличкинского рудного поля в Восточном Забайкалье. — «Изв. АН СССР. Сер. геол». 1965, № 12, с. 12—19. Авт.: П. В. Комаров, Г. Н. Комарова, Ю. В. Гольцман и др.

12. Геология докембрия Алданского горно-промышленного района. — «Труды Лабор. геол. докембрия», 1959, вып. 8, с. 388. Авт.: Г. М. Другова, Л. В. Климов, М. Д. Крылова и др.

13. Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966. 318 с. Авт.: Н. П. Веревкин, В. И. Егин, Е. М. Заблоцкий и др.

14. Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и Юга Приморья. М., «Наука», 1966. 307 с. Авт.: А. А. Маракушев, Ким Хак Дзе, Ким Хенсо и др.

15. Дербиков И. В. Как следует интерпретировать материалы сборника «Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири». — «Геология рудных месторождений», 1968, № 4, с. 99—106.

16. Дербиков И. В., Руткевич И. С. Железорудные месторождения Горной Шории в свете вулканогенно-осадочной теории образования. — «Труды СНИИГГИМС», Новосибирск, 1971, вып. 125, с. 91.

17. Дженчураева Р. Д. Генетические типы скарнов Гавасайского рудного поля (Северо-Восток Курамипского хребта) и условия их формирования. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 6, с. 56—69.

18. Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р. О магнезиальном метасоматозе на колчеданно-полиметаллических месторождениях (на примере Восточной Тувы). — «Геология рудных месторождений», 1968, № 6, с. 37—48.

19. Еще раз о генезисе магнетитовых месторождений Сибири. — «Геол. рудн. месторож.», 1969, № 6, с. 104—110. Авт.: А. М. Дымкин, Г. А. Соколов, В. И. Синяков и др.

20. Есимов Б. О. Геохимические особенности висмута в скарново-железорудном месторождении Чокадамбулак (Тадж. ССР). — Автореф. канд. дис. Ташкент, «ФАН», 1968, 25 с.

21. Жариков В. А. Скарновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 220—302.

22. Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. М., Изд-во АН СССР, 1958, т. 1, кн. 1, 331 с. Авт.: Г. Л. Поспелов, С. С. Лапин, О. Г. Кинэ и др.

23. Железные руды Южной Якутии. М., Изд-во АН СССР, 1960. 519 с. Авт.: Д. П. Сердюченко, А. В. Глебов, В. А. Павлов и др.

24. Заварицкий В. А., Кирова Т. В. Последовательность метаморфических процессов при формировании скарновых железорудных месторождений Кустанайской области. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1973, ч. 102, вып. 5, с. 600—611.

25. Зубков Л. Б., Ложникова О. Н., Яковлева С. В. О минералогии и бериллиеносности магнетитовых скарнов. — «Труды Минерал. музея АН СССР», 1969, вып. 19, с. 32—45.

26. Иванова-Панайотова В. Г. О некоторых условиях образования магнезиальных скарнов в контактах основных интрузивных пород с карбонатными породами. — Изд-во Венгерской АН, 1971, т. 15, «Геология», с. 13—16.

27. Канищев А. П., Сергеев А. Л. Отличительные особенности скарнового месторождения олова Аркия в Забайкалье. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1971, № 7, с. 58—60.

28. Кобзарь П. Н., Беляшов Н. М. Некоторые вопросы геохимии процессов образования магнетитовых руд в контактово-метасоматических месторождениях. — «Труды Каз. НИИМС», 1959, вып. 1, с. 5—41.

29. Козлов В. Ф. В редакцию «Известий Академии наук СССР, серия геологическая». — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1961, № 1, с. 101—102.

30. Коляго С. С. Геология, минералогия, геохимия и генезис Инского железорудного месторождения (Горный Алтай). — Автореф. канд. дис., Новосибирский ун-т, 1967. 23 с.

31. Комаров П. В. О связи образования магнезиальных скарнов с гранитизацией. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1959, № 5, с. 90—102.

32. Комаров П. В. Магнезиальные скарны Тейского месторождения. — «Геология рудных месторождений», 1961, № 2, с. 119—124.

33. Корель В. Г. Петрология и генезис метасоматических магнетитовых месторождений Алтае-Саянской складчатой области. Автореф. доктор. дис., Томский ун-т, 1969, 34 с.

34. Корель В. Г. Петрология магнетитовых месторождений Алтае-Саянской области. М., «Недра», 1972. 150 с.

35. Лапин С. С., Шарапов В. Н. Структурно-генетические особенности месторождения Темир-Тау (Горная Шория). — «Геология и геофизика», 1964, № 1, с. 110—123.

36. Лисицын А. Е., Виноградов Б. К., Малинко С. В. Скарны месторождения Солонго в Бурятии и их рудоносность. — «Сов. геол.», 1974, № 3, с. 116—123.

37. Малинко С. В., Столярова Т. И., Шашкин Д. П. Первая находка магниевого роуита, его парагенезисы и продукты замещения. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1972, ч. 101, вып. 4, с. 465—473.

38. Малинко С. В., Цыденова Д. Э. О новом типе эндогенных борных руд. — «Разведка и охрана недр», 1970, № 9, с. 1—4.

39. Маракушев А. А. Петрология Таежного железорудного месторождения в архее Алданского щита. — «Тр. Дальневост. фил. АН СССР. Сер. геол.», 1958, т. 5, 120 с.

40. Михайлов Д. А. Магнезиально-кальциевые рудоносные метасоматиты докембрия. Л., «Наука», 1973. 140 с.

41. Михайлов Д. А., Быкова В. С. Метасоматические сфен и ортит диопсидовых пород Алданского щита. — В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. Л., «Наука», 1966, с. 77—87.

42. О висмутовой минерализации в магнезиальных скарнах одного из рудопроявлений Кураминского хребта. — «Узбекский геологический журнал», 1965, № 6, с. 10—17. Авт.: И. М. Голованов, М. Мансуров, Б. В. Мамонтов и др.

43. Овчинникова Л. В. Метасоматиты и руды Лебяжинского железорудного месторождения (Средний Урал). — Автореф. канд. дис. МГУ, 1973. 32 с.

44. Орлов В. П. Габброиды Шерегешевского месторождения. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибири, ч. 12. Изд-во Томского ун-та, 1974, с. 66—67.

45. Павлов В. А. О скарнировании архейских железорудных пород в Южной Якутии. — В кн.: Очерки по металлогении осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1961.

46. Панайотов В. Върху ролята на структурния и литоложкия контрол при локализиране на скарново-магнетитовите орудявания в района на Монастирските възвишения. — «Изв. на Научно-исследов. геол. инст.», т. III. София, 1966, с. 93—105.

47. Панайотов В., Иванова-Панайотова В. Младата интрузия на Монастирските височини и свързаните с нея орудявания. — «Годишник на Управлението за геоложки и минни проучвания», отд. А, т. 6, 1954, с. 221—279.

48. Перваго В. А. Алданская железорудная провинция. М., «Недра», 1966. 116 с.

49. Перцев Н. Н. Парагенезисы борных минералов магнезиальных скарнов. М., «Наука», 1971. 193 с.

50. Поспелов Г. Л. О закономерностях размещения магматогенных железорудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 244—288.

51. Приходько В. С. О магнезиальноскарновой формации на Шерегешевском магнетитовом месторождении (Горная Шория). —В кн.: Вопросы геологии и геофизики Сибири. Новосиб. ин-т геол. и геофиз. Изд-во СО АН СССР, 1971, с. 86—87.

52. Приходько В. С. Магматический комплекс и послемагматические этапы скарно- и рудообразования на Шерегешевском магнетитовом месторождении. — Автореф. канд. дис. Новосибирский ун-т, 1972. 24 с.

53. Пухарев А. И. О геологии и особенностях локализации оруденения южноякутских железорудных месторождений. — «Геол. рудн. месторож.», 1959, № 1, с. 70—76.

54. Пухарев А. И. Опыт использования особенностей сопутствующей минерализации в качестве индикатора структурного контроля оруденения. — «Советская геология», 1960, № 6, с. 41—55.

55. Свешникова Е. В., Шабынин Л. И. О зеленых клинопироксенах из скарновых пород и некоторых других метасоматических образований. — «Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва», 1961, ч. 90, вып. 2, с. 207—219.

56. Селиверстова М. И. Генезис и поисковые критерии магнетитовых месторождений Кондомского рудного района. — «Советская геология», 1971, № 6, с. 36—48.

57. Селиверстова М. И. Сравнительная характеристика геологии железорудных месторождений Алтая и Горной Шории. — «Труды СНИИГГИМС», Новосибирск, 1973, вып. 165, с. 77—83.

58. Сергеев В. Н., Тюлюпо Б. М. О метаморфизме магнетитов из месторождений Ташелгино-Майзасской рудной зоны Горной Шории. — «Геология и геофизика», 1972, № 4, с. 131—137.

59. Сердюченко Д. П. Редкоземельная минерализация в осадочно-метаморфических породах. — В кн.: Очерки по металлогении осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 14—48.

60. Сердюченко Д. П., Глебов А. В., Павлов В. А. Людвигитовая минерализация и Fe-B-Ti парагенез в древних платформах. М., Изд-во АН СССР, 1963.135 с.

61. Синяков В. И. Особенности формирования магнезиальноскарновых магнетитовых месторождений Горной Шории. Новосибирск, «Наука», 1967. 107 с.

62. Синяков В. И. Процессы пропилитизации на скарново-магнетитовых месторождениях Горной Шории. — В кн.: Минералого-геохимические особенности скарновых месторождений. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 138—146.

63. Синяков В. И. Формационные типы железорудных месторождений Тельбесского рудного пояса (Горная Шория). Новосибирск, «Наука», 1975. 194 с.

64. Синяков В. И., Федосеева М. М. Два типа пироксенов из магнезиальных скарнов Темир-Тау. — «Геология и геофизика», 1971, № 7, с. 57—69.

65. Соколов Г. А. Закономерности размещения железорудных месторождений на территории СССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VIII, М., «Наука», 1967, с. 79—94.

66. Соколов Г. А., Григорьев В. М. Месторождения железа. — В кн.: Рудные месторождения СССР, т. 1. М., «Недра», 1974, с. 9—108.

67. Стайков М. С. Относно критериите за прогнозиране на орудяванията в Малкотърновското рудно поле. — «Металлургия и рудодобив», кн. 3. София, 1972.

68. Тюлюпо Б. М., Летувнинкас А. И. Проявления метаморфизма в метасоматических магнетитовых месторождениях осевой зоны Кузнецкого Алатау. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 6, с. 60—70.

69. Шабынин Л. И. Еще раз о значении железистости фемических минералов. — «Минерал. сб. Львовского геол. о-ва», 1958, № 12, с. 71—104.

70. Шабынин Л. И. О генезисе южноякутских железорудных месторождений. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1958, № 1, с. 43—61.

71. Шабынин Л. И. Некоторые петролого-тектонические закономерности локализации и размещения скарновых железорудных месторождений в архее Алданского щита. — В кн.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. Киев, Изд-во АН УССР, 1960, ч. 1, с. 236—244.

72. Шабынин Л. И. О некоторых особенностях образования рудоносных скарнов в доломитовых контактах. — «Геология рудных месторождений», 1961_1, № 1, с. 3—18.

73. Шабынин Л. И. О контактово-метасоматических месторождениях бора в магнезиальных скарнах. — «Геология рудных месторождений», 1961_2, № 3, с. 3—27.

74. Шабынин Л. И. О некоторых связанных с гранитизацией метаморфических преобразованиях гнейсовых толщ, заключающих доломитовые мраморы. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 8, с. 3—15.

75. Шабынин Л. И. Магнетитовое оруденение магматической стадии в месторождениях магнезиальноскарновой рудной формации. — «Геология рудных месторождений», 1969, № 4, с. 24—33.

76. Шабынин Л. И. Некоторые вопросы послемагматического скарнообразования в доломитовых контактах гипабиссальной фации. — В кн.: Очерки физ.-хим. петрологии. М., «Наука», 1970_1, с. 255—268.

77. Шабынин Л. И. Еще раз о возрастных соотношениях пространственно совмещенных магнезиальных и известковых скарнов и об условиях их образования. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970_2, № 3, с. 32—41.

78. Шабынин Л. И. Об известковых скарнах магнезиальноскарновой формации и связанном с ними оруденении. — «Геол. рудн. месторож.», 1973_1, № 2, с. 64—77.

79. Шабынин Л. И. Формация магнезиальных скарнов. М., «Наука», 1973_2. 213 с.

80. Шабынин Л. И. Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов. М., «Недра», 1974. 287 с.

81. Шабынин Л. И. О границах термина «фассаит» и некоторых различиях пироксенов пород формации магнезиальных скарнов. — В кн.: Метасоматиты и оруденение. М., «Недра», 1975, с. 289—313.

82. Шабынин Л. И., Коржинский Д. С. К проблематике скарнов в рудных горах Саксонии. — «Геология рудных месторождений», 1967, № 2, с. 123—126.

83. Шарапов В. Н. О форме проявления и условиях образования щелочных метасоматитов в некоторых железорудных месторождениях Алтае-Саяна. — В кн.: Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1967, с. 95—101.

84. Шарапов В. Н., Лапин С. С., Васильева А. И. Еще раз о контактовом метаморфизме Шерегешевского месторождения в Горной Шории. — «Геология и геофизика», 1966, № 11, с. 52—60.

85. Шпинелево-пироксеновые породы как метасоматические образования. — В кн.: Физико-химич. проблемы формирования горных пород и руд. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 440—483. Авт.: Л. И. Шабынин, М. А. Лицарев, Н. Н. Перцев и др.

86. Alling H. L. Metasomatic origin of the Adirondack magnetite deposits. — «Econ. Geol.», 1939, v. 34, № 2, p. 141—172.

87. Behre C. H., Osborn E. F. Jr., Rainwater E. H. Contact ore deposits on the Calumet iron mine, Colorado. — «Econ. Geol.», 1936, v. 31, № 8, p. 781—804.

88. Bennet W. Mineralogy and geochemistry of the Read magnetite deposit, Southwestern Stevens County, Washington. — «Econ. Geol.», 1962, v. 57, № 6, p. 941—953.

89. Brown J. S., Engel A. F. J. Revision of grenville stratigraphy and structure in the Balmat-Edwards district, Northwest Adirondacks. New York. — «Geol. Soc. Am. Bull.», 1956, v. 67, № 12, Pt. 1, p. 1599—1622.

90. Buddington A. F. The precambrian magnetite deposits of New York and New Jersey. — «Econ. Geol.», 1966, v. 61, № 3, p. 484—510.

91. Buddington A. F., Leonard B. F. Regional geology of the St. Lawrence. County magnetite district Northwest Adirondacks, New York. — «U. S. Geol. Surv. Prof-Paper», 1962, 376, p. X 259.

92. Callahan W. H. A study of the magnetite ore body at Cornwall, Pa. — «Econ. Geol.», 1929, v. 24, № 4, p. 403—411.

93. Collins L. G. Regional recristallization and the formation of magnetite concentrations Dover magnetite district, New Jersey. — «Econ. Geol.», 1969, v. 64, № 1, p. 17—33.

94. Davidson A., Wyllie R. J. Zoned magnetite and platy magnetite in Cornwall type ore deposits. — «Econ. Geol.», 1965, v. 60, № 4, p. 766—771.

95. Eckermann H. Rocks and minerals of Mansjö Mt. — «Geol. Fören. Stockholm Förh.», 1922, B. 44, H. 3—4, № 349, p. 203—410.

96. Emmons W. H., Calkins F. C. Geology and ore deposits of the Philipsberg quadrangle Montana. — «U. S. Geol. Surv. Prof. Paper.», 1913, 78, p. 271.

97. Emmons S. E., Irving J. D., Loughling G. F. Geology and ore deposits of the Leadville mining districts, Colorado. — «U. S. Geol. Surv. Prof. Paper», 1927, 148, p. XVI, 368.

98. Engel A. E. J., Engel C. G. Origin and evolution of hornblende-andesine amfibolites and Kindred facies. — «Geol. Soc. Am. Bull.», 1951, v. 62, № 12, Pt. 2, p. 1435.

99. Engel A. E. J., Engel C. G. Grenville series in the Northwest Adirondack Mountains, New York. Pt. 2. Origin and metamorphism of the major paragneiss. — «Geol. Soc. Am. Bull.», 1953, v. 64, № 9, p. 1013—1097.

100. Engel A. E. J., Engel C. G. Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, Northwest Adirondack Mountains, New York. Pt. 1. Total rock. — «Geol. Soc. Am. Bull.», 1958, v. 69, № 11, p. 1369—1413.

101. Engel A. E. J., Engel C. G. Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss Northwest Adirondack Mountains, New York. Pt. 2. Mineralogy. — «Geol. Soc. Am. Bull.», 1960, v. 71, № 1, p. 1—57.

102. Engel A. E. J., Engel C. G. Metasomatic origin of large parts of the Adirondack phacoliths. — «Geol. Soc. Am. Bull.», 1963, v. 74, № 3, p. 349—352.
103. Eskola P. On the petrology of the Orijärvi region in Southwestern Finland. — «Bull. Comm. Géol. Finl.», 1914, № 40, p. 277.
104. Eskola P. On the relations between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijärvi region. — «Bull. Comm. Géol. Finl.», 1925, № 44, p. 109—145.
105. Eskola P. Orijärvi re-interpreted. — «Bull. Comm. Gèol. Finl.», 1950, № 23, p. 93—102.
106. Eskola P. Around Pitkäranta. — «Suomalainen Tiedeacademia», 1951, ser. A, 111, № 27, p. 90.
107. Galiläer L., Hösel G., Utechin G. Über Borminerale und Scheelite im Skarn von Pöhla (Erzgebirge). — «Z. angew. Geol.», 1964, Bd. 10, H. 12, S. 661—663.
108. Geijer P. Riddarhytte Malmfalt. Geologisk beskrivning — Kungl. Kommerskoll. Beskr. over mineralfyndigheter, 1923, № 1, p. 160—168.
109. Geijer P. Some mineral assotiations from the Norberg district. — «Sveriges Geol. Undersökn.», 1927, ser. C., № 343, p. 32.
110. Geijer P. Norbergs berggrund och malmfyndigheter. — «Sveriges Geol. Undersökn.», 1936, ser. Ca, 24, p. 152—158.
111. Geijer P. The paragenesis of ludwigite in Swedish iron ores. — «Geol. Fören. Stockholm Förh.», 1939, v. 61, № 416, p. 19—33.
112. Geijer P. Nagra aspekter ov skarnmalmsproblemen i Bergslagen. — «Geol. Fören. Stockholm Förh.», 1959, Bd. 81, H. 3, № 408, p. 514—534.
113. Geijer P. The distribution of halogens in skarn amphiboles in Central Sweden. — «Arkiv Miner. Geol.», 1961, B. 2, № 36, p. 481—504.
114. Geijer P. On the assotiation of magnesium and sulphide oresin metasomatic mineralization. — «Arkiv Miner. Geol.», 1962, Bd. 3, H. 2, № 8, p. 153—164.
115. Geijer P. The geological significance of the cerium mineral occurences of the Bastnäs type in Central Sweden. — «Arkiv Miner. Geol.», 1963, v. 3, № 2, p. 99—105.
116. Geijer P. On the origin of the Falun type of sulphide mineralization. — «Geol. Fören. Stockholm Förh.», 1964, v. 86, № 516, p. 3—27.
117. Geijer P., Magnusson N. H. De mellansvenska jarnmalmernas geologi. — «Sveriges Geol. Undersökn.», 1944, ser. Ca, № 35, p. 674.
118. Geijer P., Magnusson N. H. Geological history of the iron ores of Central Sweden. — Intern. Geol. Congr. Rep. 18th sess. Great Britain, 1948. Proc. sec. M. London, 1952, Pt. 13.
119. Gray C., Lapham D. M. Guide to the geology of Cornwall, Pa. — Penn. Geol. Surv. 4th ser. Bull. G., 1961, 35, p. 1—18.
120. Hagner A. F. The precambrian magnetite deposits of New York and New Jersey. — «Econ. Geol.», 1966, v. 61, № 7, p. 1291—1292.
121. Hagner A. F., Collins L. C. Magnetite ore formed during regional metamorphism, Ausable Magnetite district, New York. — «Econ. Geol.», 1967, v. 62, № 8, p. 1034—1071.
122. Hagner A. F., Collins L. C., Clemency C. V. Host rock as a source of magnetite ore Scott Mine, Sterling Lake. — «Econ. Geol.», 1963, v. 58, p. 730—768.
123. Harder E. C. Iron ore deposits of the Eagle Mountains, California. — «U. S. Geol. Surv. Bull.», 1912, 503 p.
124. Hickok W. O. 4th. The iron deposits at Cornwall, Pennsylvania. — «Econ. Geol.», 1933, v. 28, № 3, p. 193—255.
125. Hösel G., Pfeiffer H. Geologie, Petrographie und Genese der Skarnlagerstätte Pöhla (Erzgebirge). — «Z. angew. Geol.», 1965, B. 11, H. 4, S. 169—179.
126. Hsieh C. Y., Sun C. C., Cheng Y. C. Geology of the iron deposits in the lower Yangthe. — «Geol. Surv. China Mem.», 1935, ser A., № 13, p. 45—191.
127. Isotopic constitution of ore lead in Sweden. — «Arkiv Miner. Geol.», 1962, B. 3, H. 3, № 11, p. 193—257. Aut.: F. E. Wickmann, N. G. Blomqvist, P. Geijer e. a.
128. Kelley V. C. Origin and pyrometasomatic zoning of the Captain iron deposits, Lincoln County, New Mexico. — «Econ. Geol.», 1952, v. 47, № 1, p. 64—83.
129. Kennedy W. Q. The igneous rocks, pyrometasomatism and ore deposition at Traversella, Italy. — Schweiz. Miner. Petrogr. Mitteilung. Bull. Suiss., 1931, B. 11, H. 1, p. 76—139.
130. Koeberlin F. R. The Brewster iron-bearing district of New York. — «Econ. Geol.», 1909, v. 4, № 8, p. 713.
131. Landis E. K. The Tilly Foster mine Putnam County, N. Y. — Frankl. Inst. Journ., 1900, 150, p. 223.

132. L a p h a m D. M. Triassic magnetite and diabase at Cornwall Pennsylvania. — In: Ore deposits of the U. S. A. 1933—1967, 1968, v. 1, p. 72—94.

133. L e o n a r d B. F., B u d d i n g t o n A. F. Ore deposits of the St. Lawrence County Magnetite district Northwest Adirondack, New York. — «U. S. Geol. Surv. Prof. Paper», 1964, 337, p. 249.

134. L e o n a r d B. F., V l i s i d i s A. C. Vonsenite at the Jayville magnetite deposit. St. Lawrence County, New York. — «Am. Miner.», 1961, v. 46, № 7, p. 786—811.

135. L i n d r o t h G. Kalk-och skarnjärnmalms fyndigheter som brottstycken i Bergslagens gneisgraniter («aldre urgraniter»). — «Geol. Fören. Stockholm Förh.», 1924, B. 46, H. 6—7, № 359, p. 559—653.

136. L u n d b e r g B o. The Stora Sahavaara iron ore deposit, Kaunisvaara Northern Sweden. — «Sveriges Geol. Undersökn.», 1967, ser. C, № 620, p. 37.

137. M a g n u s s o n N. H. Persberg malmtrakt: Berggrunden inom de centrala delarna av. Filipstads bergslag. Persbergs malmtrakts malmfyndigheter. — Kungl., Kommerskoll. Beskr. över mineralfyndigheter, 1925, № 2, p. 83—91.

138. M a g n u s s o n N. H. Nordmark malmtrakt. — «Sveriges Geol. Undersökn.», 1929, ser. Ca, № 13, p. 98.

139. M a g n u s s o n N. H. The evolution of the lower archaean rocks in Central Sweden and their iron, manganese, and sulphide ores. — Quart. Journ. Geol. Soc., 1936, v. 92, pt. 3, № 367, p. 332—359.

140. M a g n u s s o n N. H. Neue Untersuchungen innerhalb des Grängesbergfeldes. — «Sveriges Geol. Undersökn.», 1938, ser. C, № 431, p. 78.

141. M a g n u s s o n N. H. Herrängsfälter och dess järnmalmer. — «Sveriges Geol. Undersökn.», 1940_1, sec. C., № 431, p. 78.

142. M a g n u s s o n N. H. Ljusnarsberg malmtrakt berggrund och malmfyndigheter. — «Sveriges Geol. Undersökn.», 1940_2, ser. Ca, № 30, p. 188.

143. M a g n u s s o n N. H. Iron and sulfide ores of Central Sweden. Intern. Geol. Congr., XXI sess., 1960, Guide to excurs. NA 26, and C21, p. 47.

144. M a g n u s s o n N. H. Die mittelschwedischen Eisenerze und ihre Skarnmineralien. — «Fortschr. Miner.», 1966, B. 43, H. 1, S. 47—76.

145. M a g n u s s o n N. H. The origin of the iron ores in Central Sweden and the history of their alterations. — «Sveriges Geol. Undersökn.», 1970, ser. C, № 643, Pt. 1, p. 127; Pt. 2, p. 364.

146. M i k k o l a T. Magnesium metasomatism contra metamorphic differentiation. — «Geol. Fören. Stockholm Förh.», 1965, 86, Pt. 4, № 519, p. 497.

147. M i l l e r W. J. Magnetic iron ores of Clinton County, New York. — «Econ. Geol.», 1919, v. 14, № 7, p. 509—535.

148. M o o r h o u s e W. W. Geology of the zinc-lead deposit on Calumet island, Quebec. — Geol. Soc. Am. Bull., 1941, v. 52, p. 601—632.

149. N a s o n F. L. Sedimentary phases of the Adirondack magnetites. — «Econ. Geol.», 1924, v. 19, p. 288—297.

150. R u t t m a n R. S. Notes on the geology of the Tilly Foster ore body, Putnam Co., N. Y. — Trans. Amer. Inst. Mining Engin., 1877, v. 15, p. 79—90.

151. S h e d d S., J e n k i n s O. P., C o o p e r H. H. Iron ores, fuels and fluxes of Washington. — Wash. Divis. Geol. Bull., 1922, 27, p. 5—158.

152. S i m s S. J. The Grace Mine magnetite deposit. Berks County, Pennsylvania. — In: Ore deposits of the U. S. A. 1933—1967, v. 1, 1968, p. 108—124.

153. S j ö g r e n H. J. The Falun Mines. — «Geol. Fören. Stockholm Förn.», 1910_1, v. 32, p. 1295—1325.

154. S j ö g r e n H. J. The Persberg Mines. — «Geol. Fören. Stockholm Förh.», 1910_2, v. 32, p. 1327—1362.

155. S j ö g r e n H. J. The Sala Mines. — «Geol. Fören. Stockholm Förh.», 1910, v. 32.

156. S j ö g r e n H. J., J o h a n s s o n H. E., S a h l h o m N. Chemical and petrographical studies on the ore-bearing rocks of Central Sweden.— «Geol. Fören. Stockholm Förh.», 1914, B. 36, H. 6, № 300, p. 441—484.

157. T s u s u e A. Mineral aspects of the Grace Mine magnetite deposit. — «Pennsylvania Geol. Surv.», 4th ser. Bull. M 49, p. 1—10.

158. T u o m i n e n H. V. Metamorphic concentration of magnesium and iron in the Orijärvi region (a replay). — «Bull. Comm. Géol. Finl.», 1951, № 154, p. 233—238.

159. T u o m i n e n H. V., M i k k o l a T. Metamorphic Mg-Fe enrichment in the Orijärvi region as related to folding. — «Bull. Comm. Géol. Finl.», 1950, № 150, p. 67.

160. W a t a n a b e T. Genesis of the contact metasomatic iron ore deposits in Japan, with special reference to those of the Kamaishi iron Mine. — Intern. Geol. Congr. 19th sess., Alger, 1952, sec. 10, Comt. Rend., p. 51—61.

УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ГРУПП, РУДНЫХ ПОЛЕЙ И РАЙОНОВ

Адаевская группа 44
Адирондак 10, 14, 15, 23, 29, 30, 31, 32, 36, 48, 52, 115, 134, 135, 148, 149, **152—173**, 203, 210, 211
Айбекс группа 11
Айрон Майн 5
Айрон-Маунтин 11, 186, 190
Айрон-Спрингс 5
Айрон Хэт 11, 186, 190
Акчагыл 6
Алабама 43, 103, 104, 107, 109, 111, 113, 125
Алданские гольцы, группа 8
Алданский щит, район 5, 23, 31, 48, 51, **52—93**, 115, 134, 135, 149, 163, 191, 203, 209, 219
Ампалыкское 7
Анаульган-Каракызская зона 17
Аргыштаг 32
Арендаль, район 10, 40, 152
Аркия 8
Асп 126
Ассартьёрн 95
Аутафит 10, 272
Аэродромное 52, 92

Бапы 6
Барк 126
Бастнез 25, 139, 143, 145
Бельковиче 9, 173
Бергсэнг 40, 43, 103, 117
Береговое 26
Бертилсвик 109, 138
Болиден, группа 149
Болмэт-Эдвардс, район 154
Боттен 123
Бояджик 8, 194
Бродд 122
Брубю 29, 123
Бруннер Хилл 10
Брюстер, район 157
Будеч 9, 173
Быстринская, группа 8
Быстринское 8, 25

Валкэн 11, 186
Валуевское 6
Ванькоу 9
Варвик 10, 157
Верхний Учулен 7
Викер 141
Викторовское 52, 92
Вингесбаке 100
Винтьёрн 124
Вишневое 9, 173
Водораздельное 52, 92
Вуд 10
Вуома 130
Вэливаара 128
Вэстанфурс район 125
Вэстер 131
Вэхэваара 128

Гавасай 6
Гарпенберг, район 113, 120, 122, 123, 145
Гематитовое 70
Глиттер 119, 123
Горелое 52, 92
Госборн, рудное поле 95
Грейс Майн 10, 40, 45, **194**
Грин Понд 10, 165
Грувозен 97
Грютхюттан 96, 113, 135
Гулдкаке 123
Гулдстуббе 110
Густав Адольф 109, 110, 113

Далкарлсберг 124
Дёс 6, 52, 55, 56, 65, **74—77**, 191, 209
Дёс — Хатыминский рудный район 52, 129
Джангалык 7, 25
Джейвилл 10, 40, 45, 159, 168
Джиас дель Галло, участок 197
Джонс 10
Джэпен Майн 104
Доасберъет 127
Довер, район 48, 155, 159, 165, 171, 213
Доверсторп 124
Донинское 8
Дорожное 52
Дряново 8, 196
Дундербак 111
Дюсень 6

Ёстанберг, зона 112, 120
Ёстанмосса 43, 110, 119, 125, 126
Етбак, рудное поле 125
Етберг 107, 117
Етён 97, 98, 116, 143, 144

Железный Кряж 8, 19, 181
Жолдыбай 6
Жупановичи 9, 173

Игл Маунтинс 11, 25, 26, 40, **186**, 190, 191
Ингичке 219
Инское 7, 46
Ипполитовское 8
Ирису 6, 26, 40, 45
Ихнач 7
Иоханна 126
Иордо 141, 144

Кавелторп 106, 115
Каллмора (Каллморберг) 110, 119, 120, 126
Каллморберг (Каллмора) 110, 119, 120, 126
Канал 118
Карарча 7
Караваш 7
Карлтон Боди 159
Кархуярви 130
Кастильоне 25
Качарское 46
Каунисваара рудное поле 128
Квин 157

Кейв Кэньон 11
Киванхоберъет 127
Киско, район 95, 140
Кителя 26
Клинтон район 160
Клифтон Майн 10, 45, 160, 161, 165, **166**
Кличкинское 8
Клоув 10
Кнутсбо 126
Коберг 132
Колвбакен 132
Компани 115
Комсомольское 6, 52, 65, 79, 92
Консепшьён 200
Коппагрува 108
Коппер Кинг Майн 147
Кордула 9, 173
Корнуолл 10, 19, 25, 32, 35, 49, **192**
Коронэшьён 147
Корпхютте 138
Котовэн 9
Котопэкси Майн 146, 148, 150
Кран 43
Крафт 157, 164
Кржижанов 9, 173
Крумово 8, 18, 28, 29, 37, **194**
Кузган 45
Култуминская, группа 8
Куржункульское 44, 46
Кэйбл 11, 26, 183, 184
Кэйв Кэньон 186
Кэллфалл 121, 143
Кэльюмет 5, 146
Кэмеиси 11
Кэптен Айрон 11, 200

Лава Бед 186
Лайон Маунтин 212
Лаошэн 199
Лапп 123
Лахель 112, 132
Лебяжинское 6, 22, 24, 25, 33, 46, 49, 182
Леглиерская, группа 20, 52, 54, 56, 62, **70—74**, 205
Леглиерское 6, 52, 70, **73**
Леспромхозное 7, 33, 37, 40, 45, 148, **181**
Лёвозен 97, 120, 125
Лидвилл, район 199
Литтл 157
Лонгбан, группа 105, 110, 112, 119, 124
Лос Хамра, район 127
Лоушань 9
Лудвика, район 96, 97, 113, 139, 144
Льюснарсберг, район 104, 110, 112, 122, 131

Магантас 53
Магнетитовое 6, 52, 64, 70, **73**
Магнетитовое (Солонго) 8, 25, 31, 37, 46, 182
Магнитная гора 39, 44
Майхура 219
Малко Тырново 25, 47
Мальмчерра 25, 126, 127
Марбелла 40, 45
Мармора 172
Масугнсбюн, рудное поле 128
Маунт Плизент 159, 171
Маунт Хоуп 159, **171**
Мина Консепшьён 9
Минбулак 7,
Моравия Западная, район 25, 35, **173**
Морган 199
Мэхоупэк 10, 45, 157, 164, 165

Надеждо-Коммерческое 6
Ничи 6, 52, 54, 56, 65, 74, 77—79
Нора, район 141
Норберг, район 104, 113, 117, 119, 120, 124, **125**, 126, 132, 139, 141
Нордмарк, группа 106, 111, 124
Норд Шило 110
Норрберке, район 104, 118, 121, 136
Нью Джерси 44
Нюанг 100

Окна де Фер 9
Оммеберг, рудное поле 124
О'Нейл 10, 157
Ориярви, район 140, 141, 144
Ортатау 6
Ос (Осгруван) 25, 35, 106, 110, 119, 125
Осгруван (Ос) 25, 35, 106, 110, 119, 125
Оулд Хикори 11, 25

Пайн Майн 127
Пайяла, район 128
Пайясо 127
Паошань 9
Парди 10
Пелле 138
Пенн Айрон 11, 40, 199
Персберг, район 113, 120, 126
Персберг, рудное поле 43, 103, 108, 119, 123, **135**, 138, 143
Пиквест, район 157
Пионерское 6, 30, 32, 36, 40, 45, 52, 54, 59, 64, 79, **81—92**
Питкяранта, рудное поле 6, 17, 29, 45
Покровское 8
Полгашты 7
Помири 11
Пояс возвышенностей, район 10, **152**, 163, 166, 211, 212, 213
Пюла 8

Раккурийоки, рудное поле 33
Рауб 157
Ред Бэк 157, 164
Ред Лайон 11
Рид 10, **185**
Риддархюттан, район 43, 104, 121, 125, 131, 132, 136, 138, 139, 143
Риддл 157
Ридемпшион 11, 34, **184**
Рингвуд 172
Рисберъет 127
Рисосен 127
Ричард Майн 166
Рюа 123
Рюллшюттан 43, 108

Савгельское 52
Сала 95, 96, 131
Сарбайское 44
Саргардон 17
Свартберг 131
Сент Лоуренс, район 155, 160, 164, 165
Сервик, рудное поле 103
Сивагли, рудное поле 52
Сивагли 6, 25, 32, 52, 55, 61, 65, 74, **79—81**, 205
Сильвберг 131
Сильвер Лоуд Майн 184
Скотт Майн 212, 213
Скэйт Крик 166
Скютт, рудное поле 110, 118
Слатина 9, 173
Смедьёбакен, район 136
Солонго (Магнетитовое) 8, 25, 31, 37, 46, **182**
Сплитрок Понд 10, 159, 165
Спрюс Маунтин 160
Стаббю 120, 123
Стерлинг Лэйк район 155, 172
Столбо 120
Столлберг 131, 135, 144
Стриберг, рудное поле 124, 210
Стур 43, 44, 103, 109, 113, 119, 123, 125, 134
Стура Сахаваара 37, 40, 43, 45, 106, **128**, 129
Стурстрек 181
Стэндиш Майн 10, 157, 164
Сусинген 5
Сюрень-Ата 7, 25, 40, 45, 191
Сяо Тунхуашань 9
Таберг 40, 110, 116, 121, 124
Таежное 6, **20**, 27, 32, 36, 37, 43, 45, 52, 55, 62, 64, 65, 66, 68, **70—73**, 148

Тахуанькоу 9
Ташелгинская, группа 35
Тейское 7, 37, 40, 45, 46, **181**, 191, 214, 216
Темиртау 7, 19, 20, 40, 45, **181**
Тёрк 185
Тибо 166
Тилас 109
Тилли Фостер 10, 40, 45, 157, **164**
Тимбер Брук 157, 165
Тинское 6, 52, 64, 70, **74**
Тодд 157, 164
Толль 120, 126
Торсокер 100, 123
Траверселла 9, 26, **197**
Тремблей Маунтин 10, 160, **169**, 170
Тунлин, район 49
Тургайская, провинция 5, 14
Тьявелк 33, 45, 46
Тэйлор 171, 172

Уддехолм 114, 121
Уинтер 10
Уитфилд Майн 194
Уоррен 157
Утё, рудное поле 120

Фабиан 123
Фагерберг 103
Фалун 105, 106, 120, 131, 139, 144
Феникс Майн 194
Филипсберг район 11, **183**
Филипстад район 96, 97, 109, 118, 122, **124**
Финфалл 117
Флорберъет 107
Фолчерна 125
Форши 10, 157
Френч Крик 192
Фрэкен 122

Хакаталл 123
Хакскип Южный 126
Харангон 7, 33 **182**
Хардвуд Милл 159, 164, 166
Херрэнг 100, 122
Хёйд 105, 111, 126, 144
Хилтон Майн 172
Хоупвелл 10
Хуфорс 100, 122, 123

Цинсюляо 9

Чарлотенбург 10
Чжетаокоу 9
Чингатайское 8
Чокадамбулак 7, 32, 40, 46

Шалымское 179
Шарлотесберг 165
Швеция Северо-Восточная, район 12, 106, **127**
Швеция Центральная, район 9, 12, 14, 15, 23, 30, 32, 33, 41, 43, 44, 51, 52, **93**, 99, 106, 112, 121, **126**, 130, **131**, 136, 141, 144, 149, 152, 163, 210, 211, 214, 217, 219
Шеллефт 93, 149
Шерегешевское 7, 28, 35, 37, 40, 45, **175—181**
Шё 103, 117
Шило 126
Шэрстётен 43, 109, 110, 113, 118, 125

Эйлс 157
Эллис 160
Эмельджакское, рудное поле 52
Эмельджакское 6, 27, 45, 52, 55, 62, 63, 64, **92**, 206

Юксьё 124
Юносуанда, пояс 128

Якоб 110
Якутия Полярная, район 39
Якутия Южная, район 6, 24, 29, 33, 65, 68, 70, 91, 148, 155, 170, 211, 217
Яхтон 219

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

Глава I. Характерные особенности месторождений 5

Общие сведения 5
Структурно-фациальные условия 5
Фации глубинности 15
Состав и возраст карбонатных пород, подвергшихся скарнированию 16
Структурно-тектонические условия месторождений 17
Формы и размеры скарново-рудных тел 18
Строение и состав скарново-рудных тел 20
Положение оруденения во времени и в пространстве 24
Минеральный состав, структуры и текстуры руд 25
Химический состав руд 39
Возраст активных гранитоидов и их петрохимическая характеристика 47
Закономерности размещения месторождений 50

Глава II. Месторождения абиссальной фации 52

Месторождения Советского Союза 52
Геологическое строение центральной части Алданского щита 52
Магнетитовые руды 61
Месторождение Таежное 70
Месторождение Магнетитовое 73
Месторождение Леглиерское 73
Месторождение Тинское 74
Месторождение Дёс 74
Месторождение Ничри 77
Месторождение Сивагли 79
Месторождение Пионерское 81
Месторождение Эмельджакское 92
Месторождения Швеции 93
Месторождения Центральной Швеции 93
Геологическое строение 93
Оруденение в породах лептитовой серии 101
Типы рудоносных скарнов 102
Условия нахождения, размеры, формы скарново-рудных тел и взаимоотношения различных типов скарнов во времени и в пространстве 112
Минеральные типы руд 117
Явления метаморфизма и гранитизации скарновых руд 122
Рудный район Филипстад 124
Рудный район Норберг 125
Месторождения Северо-Востока Швеции 127
Некоторые вопросы генезиса месторождений Швеции и проблема магнезиального метасоматоза 133
Месторождения США 152
Геологическое строение района Адирондака и Пояса возвышенностей 152
Петрографическая характеристика пород 155
Магнетитовое оруденение 163
Месторождения в породах зоны форстеритовых скарнов 164
Месторождения в пироксеновых скарнах 165
Месторождения в измененных пироксеновых скарнах 166
Месторождения в роговообманковых скарнах 171
Месторождения кристаллического массива Западной Моравии, Чехословакия . . . 173

Глава III. Месторождения гипабиссальной фации 175

Месторождения Советского Союза 175
Общие особенности, связанные с условиями глубинности 175
Месторождение Шерегешевское 175
Прочие месторождения 181
Месторождения США 183
Рудное поле Филипсберг, штат Монтана 183
Месторождение Рид, штат Вашингтон 185
Месторождение Игл Маунтинс, штат Калифорния 186
Месторождения штата Пенсильвания 191
Месторождения Болгарии 194
Месторождения Италии 197
Месторождения КНР 198
Месторождения недостаточно выясненного происхождения 199

Глава IV. О некоторых гипотезах происхождения железорудных месторождений в формации магнезиальных скарнов 201

Заключение 218
Список литературы 222
Указатель месторождений, групп, рудных полей и района 228

ИБ № 1648

Леонид Иванович Шабынин

МАГНЕЗИАЛЬНОСКАРНОВЫЕ ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Редактор З. Д. Соломатина
Технический редактор Е. С. Сычева
Переплет художника А. Толмачева
Корректор А. П. Стальнова

Сдано в набор 29/VI 1977 г. Подписано в печать 27/XII 1977 г. Т-21063.
Формат 70 × 100¹/₁₆. Печ. л. 14,5. Усл. печ. л. 18,7. Уч. изд. л. 20,69.
Бумага № 1. Заказ 348/6581—4. Тираж 1100 экз. Цена 1 р. 60 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
196006, Ленинград, Московский пр., 91.

2491