

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР 134  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК  
ГЛАВГЕОЛОГИЯ УССР  
КРИВОРОЖСКИЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ТРЕСТ

Я. Н. БЕЛЕВЦЕВ, Г. Г. БУРА, Р. П. ДУБИНКИНА,  
Ю. М. ЕПАТКО, Д. И. ИЩЕНКО, Ю. П. МЕЛЬНИК,  
А. И. СТРИГИН

ГЕНЕЗИС ЖЕЛЕЗНЫХ РУД  
КРИВОРОЖСКОГО  
БАССЕЙНА

198295



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР  
КИЕВ — 1959

В книге обобщен огромный фактический материал, над которым многие годы работал большой коллектив геологов различных научных учреждений и производственных организаций. На основании всесторонних исследований дано обоснование сложного и многостадийного генезиса железных руд, происходившего с участием седиментационных, метаморфических и гипергенных процессов. Кроме большой теоретической ценности разработанного генезиса для понимания происхождения мировых месторождений железа докембрийского возраста, он имеет еще и важное практическое значение для поисков и разведок железных руд подобного типа.

Книга рассчитана на широкие круги геологов, занятых поисками, разведкой и изучением докембрийских железных руд, а также на студентов старших курсов и преподавателей геологических факультетов высших учебных заведений.

Ответственный редактор  
член-корреспондент АН УССР С. П. Родионов

Белевцев Яков Николаевич, Бура Галина Георгиевна,  
Дубинкина Раиса Павловна, Епатко Юрий Михайлович,  
Ищенко Дмитрий Иванович, Мельник Юрий Петрович,  
Стрыгин Алексей Ильич

Генезис железных руд Криворожского бассейна

Печатается по постановлению ученого совета  
Института геологических наук Академии наук Украинской ССР

Редактор издательства В. Н. Завирюхина

Технический редактор М. И. Ефимова Корректоры В. И. Гиллах, Н. М. Килерог

БФ 07669. Зак. № 281. Изд. № 212. Тираж 2000. Формат бумаги 60 × 92/16.  
Печ. листов 19,25 + 21 вкл. Учетно-издат. листов 22,64. Подписано к печати 16.X.1959.  
Цена 14 руб. 85 коп.

Типография Издательства АН УССР, Львов, Стефаника, 11.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая книга представляет собой вторую часть много- томной монографии, освещающей геологическое строение и же- лезные руды Криворожского бассейна и является непосред- ственным продолжением книги «Геология докембрия Криво- рожского бассейна», изданной Госгеолтехиздатом в 1957 г.

Вопросы, касающиеся минералогии, структуры и морфологии рудных залежей, а также рудоносности пород и размещения залежей и месторождений в сложном складчатом комплексе Кривого Рога, детально разобраны в указанной книге. Кроме того, минералогия железных руд освещена в работах Ю. Ю. Юрка и Е. Ф. Шнюкова (1955, 1958, 1959). В насто- ящей работе эти вопросы затрагиваются лишь кратко или в степени, необходимой для решения различных сторон генезиса железных руд.

Учитывая жизненную важность вопроса генезиса железных руд докембрия, коллектив научных сотрудников Института геологических наук АН УССР и геологов Кривого Рога в течение последних пяти лет провел большую работу по изучению раз- личных типов железных руд Криворожского бассейна.

Для этой цели было всесторонне изучено более 40 залежей различных месторождений в различных литолого-структур- ных условиях. Изучались вещественный состав, структура, окolorудные изменения, взаимоотношения различных типов руд, изменение залежей и состава руд с глубиной и др.

Собранный большой фактический материал вместе с дру- гими данными по рудам бассейна положен в основу настоящей работы.

Авторы не считают исчерпывающим решение всех сторон генезиса руд в настоящей книге, однако они уверены в том, что предлагаемые на суд широкой геологической обществен- ности представления базируются на обширных фактических и экспериментальных материалах и отражают главные этапы формирования руд Кривого Рога.

В создании работы участвовал большой коллектив геологов и научных сотрудников Института геологических наук АН УССР (ИГН АН УССР), Криворожского геологоразведочного треста, Днепропетровского и Криворожского горных институтов, НИГРИ, а также работников геологоразведочных партий и геологических бюро рудников бассейна. Наибольшее внимание изучению рудных залежей, сбору материалов и их обработке уделили геологи: Н. М. Акименко, Б. И. Горошников, Л. Г. Загоруйко, В. М. Заруба, В. Г. Качан, В. Л. Кожара, А. П. Коршенбаум, В. М. Кравченко, А. И. Кунцевич, В. Н. Кучер, Л. И. Лиско, В. Л. Максимович, Е. А. Семергеева, Р. И. Сироштан, Г. В. Тахтуев, Р. И. Ткач, В. Ю. Фоменко, А. И. Черденченко, материалами которых авторы в той или иной степени воспользовались для написания настоящей книги.

Кроме основных авторов, в написании отдельных частей глав, добавлений или редактировании некоторых разделов принимали участие В. Л. Кожара, В. М. Кравченко, Г. В. Тахтуев, К. Ф. Щербакова.

Кроме коллектива криворожских геологов и научных сотрудников Института геологических наук АН УССР, значительную помощь в решении сложных вопросов генезиса руд оказали своими работами А. Г. Бетехтин (1953, 1955), Ю. Ир. Половинкина (1955, 1956), В. С. Домарев (1954, 1956), Д. С. Коржинский (1954, 1955), Г. А. Соколов (1955), И. И. Гинзбург (1955), Б. П. Кротов (1955), М. Н. Доброхотов (1955), В. Н. Котляр (1953) и др.

По этим причинам рассмотренные ниже генетические особенности различных типов железных руд бассейна, а также некоторые вопросы теории метаморфогенного рудообразования создавались и формировались постепенно, по мере накопления полевых и камеральных наблюдений большим коллективом исследователей и никоим образом не могут быть отнесены к одному из них.

Авторы считают своим приятным долгом выразить глубокую благодарность академику А. Г. Бетехтину за многочисленные указания и советы, которые он давал при изучении генезиса железных руд Кривого Рога и подготовке настоящей работы к изданию.

## ВВЕДЕНИЕ

Железные руды Криворожского бассейна чрезвычайно разнообразны по физическим свойствам, минеральному составу, текстуре и содержанию полезных компонентов.

Минеральный состав руд — магнетит, мартит, гематит, гетит, лимонит; из нерудных главную роль играют кварц, амфиболы, хлориты и глинистые минералы. Наиболее распространены в бассейне такие руды: магнетитовые, мартитовые («синьки»), гетито-гематито-мартитовые («краско-синьки»), гетито-гематитовые («краски»). По содержанию железа выделяются руды: богатые, содержащие железа от 46 до 70%, не требующие обогащения, и бедные, с содержанием железа от 32 до 40%, требующие обогащения. Кроме того, среди богатых руд выделяются плотные руды, обладающие низкой пористостью — 3—4%, и пористые, иногда рыхлые руды с пористостью 15—30%.

Железные руды Криворожского бассейна составляют свыше 320 залежей, среди которых встречаются пластовые, штокообразные и мощные шарнирные залежи, рудные столбы и гнезда. Залежи богатых железных руд размещены среди сложных складчато-трещинных или складчато-разрывных структур в железисто-сланцевых породах. С этими структурами рудные залежи согласно опускаются на большие глубины, часто превышающие тысячу метров. Рудные залежи приурочены к различным железисто-роговиковым горизонтам железорудной свиты, и лишь незначительная часть их располагается среди сланцев и кварцито-песчаниковых пород верхней свиты. Рудные залежи приурочены к складчатым структурам, где концентрируются группами или узлами, образуя большое количество рудных месторождений.

Все месторождения бассейна, в свою очередь, отчетливо делятся на три группы, характеризующиеся общими геологоструктурными условиями, минеральным составом и генетическими особенностями руд, которые рассматриваются как рудные поля или рудные районы. По этому признаку в Криворожском бас-

сейне выделяются Южное (Ильичевское), Саксаганское (Центральное) и Северное рудные поля или рудные районы (рис. 1).

*Южное рудное поле* располагается в Южном районе бассейна и характеризуется преимущественным развитием пластовых и линзовидных залежей железослюдково-магнетитовых и хлорито-магнетитовых руд, приуроченных к нижней подсвите верхней свиты криворожской серии пород.

*Саксаганское рудное поле* располагается в центральной части Криворожского бассейна и характеризуется широким развитием мартитовых («синьки»), гетито-гематито-мартитовых («краско-синьки») и гетито-гематитовых («краски») руд, образующих весьма сложные по форме залежи, среди которых чаще всего встречаются рудные столбы и реже шарнирные, штокообразные и пластовые залежи.

*Северное рудное поле* располагается в Северном районе бассейна и характеризуется амфиболо-магнетитовыми и гематито-магнетитовыми рудами, приуроченными к сложноскладчатым и разрывно-блоковым структурам.

Для удобства рассмотрения генетических особенностей руд бассейна приведем их для каждого рудного поля отдельно.

Учитывая, что основное внимание привлекают к себе руды Саксаганского рудного поля, составляющие главную ценность Криворожского бассейна, мы сочли целесообразным детально остановиться на рассмотрении генетических особенностей именно этих руд.

За период разведки и изучения руд Кривого Рога было выдвинуто большое количество гипотез рудообразования, из которых главнейшими являются следующие:

- 1) осадочно-метаморфическая (П. П. Пятницкий и др.),
- 2) метаморфическая (Э. К. Фукс, Р. А. Прендель),
- 3) инъекционно-магматическая, позднее — инъекционно-гидротермальная и метасоматическая (И. И. Танатар, 1916),
- 4) гидротермально-метасоматическая (Н. И. Свитальский, 1924; Н. П. Семенов, 1946),
- 5) динамометаморфическая (П. М. Каниболоцкий, 1941),
- 6) гипергенная (П. П. Пятницкий, Л. И. Мартыненко, М. Н. Доброхотов и др.).

Первые указания на происхождение железных руд Кривого Рога мы находим у Р. А. Пренделя (1888), который процесс рудообразования связывал с выделением  $FeCO_3$  при эпидотизации и хлоритизации роговообманковых пород.

Прендель считает, что разложение роговых обманок происходило в результате воздействия  $CO_2$ , кислорода и воды с образованием хлорита, эпидота и остатка, состоящего из  $FeCO_3$ ,  $SiO_2$ ,  $MgCO_3$ ,  $CaCO_3$ . В полученном остатке  $SiO_2$  нерастворим и остается на месте, а углекислые соли магния, кальция и железа уносятся.

Генезис пород и руд Кривого Рога впервые разработал П. П. Пятницкий в своей работе «Исследование кристаллических сланцев степной полосы Юга России» (1898), а также в ряде последующих статей (1924), где автор многократно возвращается к рассмотрению этого вопроса.

В своих работах П. П. Пятницкий считает железистые роговики и джеспилиты химическими осадками, при этом характерные признаки, подтверждающие этот способ их образования, усматривает в некластичности кварцевых зерен, в тонкой слоистости и присутствии мельчайших чешуек гематита, включенных в кварцевые зерна роговиковых прослоев.

П. П. Пятницкий также подробно рассмотрел процесс отложения кремнекислоты и железа как тонко дифференцированных продуктов химического осаждения. Источником накопления кремнезема и железа, по мнению П. П. Пятницкого, явились гнейсы, которые при разложении давали  $\text{SiO}_2$  и железо, переносимые углекислыми водами.

Образование богатых руд П. П. Пятницкий (1938) связывает с накоплением железа осадочным путем в период формирования роговиков и джеспилитов. Он пишет: «Местами, иногда на значительных протяжениях несколько слоев богатых железом, как бы утолщаясь, почти совершенно вытесняют заключенные между ними слои кварца, образуя сложные слои».

Таким образом, видимая мощность богатых железом слоев и расстояние между ними чрезвычайно изменчиво, а от их числа и мощности, конечно, зависит богатство железом породы. И далее: «Если она содержит металлического железа менее 50%, то она по местным условиям считается невыгодной для разработки и называется попросту «кварцитом» или «породой». Только при высшем содержании (50—70%) она называется «рудой» и, если имеет необходимую мощность и протяжение, вырабатывается».

Исходя из этого, П. П. Пятницкий рассматривал рудные залежи Кривого Рога как сингенетичные образования с железистыми породами.

Позже в ряде других работ П. П. Пятницкий впервые рассмотрел образование руд путем дополнительного обогащения железом роговиков и джеспилитов с помощью вадозных вод, циркулирующих в толще железистых пород.

В 1938 г. в работе «Генетические и возрастные соотношения метаморфических пород украинского докембрия» он сформулировал свои взгляды так: «Циркулирующие в толще кристаллических сланцев растворы содержат в себе всегда некоторое количество Mg, извлеченного частью из подстилающих гнейсов, частью из роговообманковых, хлоритовых и других сланцев. Эти растворы обладают способностью извлекать из джеспилитов и железистых роговиков кремнекислоту, оставляя интактным железо. С другой стороны, углекислота, заключающаяся в растворах глубоких горизонтов сланцев, извлекает рассеянные

в них участки и отдельные зерна сидерита, извлекает Fe из выветривающихся силикатов, частью также из магнетита и переносит железо в виде двууглекислой закиси. Попадая в широкие пути следования, двууглекислая соль теряет полусвязанную  $\text{CO}_2$  благодаря уменьшению давления и в виде сидерита заполняет пустоты в породе, образовавшиеся благодаря выносу  $\text{SiO}_2$ ».

Дальнейшее изменение богатых железом участков свелось к окислению сидерита и образованию современных разновидностей руд.

В 1916 г. появилась первая работа И. И. Танатара, в которой он высказал предположение о магматическом образовании руд и вмещающих их железистых кварцитах Криворожья. Заметим, что это первое выступление И. И. Танатара о генезисе пород и руд Кривого Рога вызвало в геологической литературе широкую полемику, которая продолжается и в настоящее время.

В своей первой работе И. И. Танатар (1916) отрицал осадочный генезис железистых кварцитов и руд; впервые принял инъекционно-магматический генезис железистых пород и руд Кривого Рога. И. И. Танатар обратил особое внимание на магматическую деятельность в Криворожском бассейне, с которой он связывал как образование залежей богатых руд, так и железистых прослоев в роговиках и джеспилитах, считая их эпигенетическими по отношению к кварциту, куда они попали путем магматической инъекции.

«Руда (магнетит и железный блеск) образовалась магматическим путем, — писал И. И. Танатар в 1922 г., — что доказывается формой залегания ее в виде жил, с отходящими от нее в обе стороны пластовыми прожилками, растянутостью кварцевых зерен в рудных слоях, с контактными проявлениями на боковых породах, с переплавлением кварцевых зерен в древних кварцитах и т. д.»

Позже (1937) И. И. Танатар внес существенные коррективы к своим прежним взглядам, считая фазу оруденения не инъекционно-магматической, а пневмато-гидратогенной. О генезисе богатых руд И. И. Танатар писал: «Образование руды в кварцитах и рудных штоках сингенетично и шло в несколько периодов путем инъекции рудных растворов».

В своих последних работах И. И. Танатар признает интрузивный характер амфиболитов Криворожья и с ними связывает привнос железа, приведший к образованию руд.

Геологи Геолкома в своей работе «Железорудное месторождение Кривого Рога и генезис его руд» (1924) отказались от ранее признаваемого ими осадочного происхождения всех руд бассейна и выдвинули гипотезу гидротермально-метасоматического образования богатых скоплений железа в Северном и частично Южном районах Криворожского бассейна. При этом

\_\_\_\_\_

\_\_\_\_\_

\_\_\_\_\_

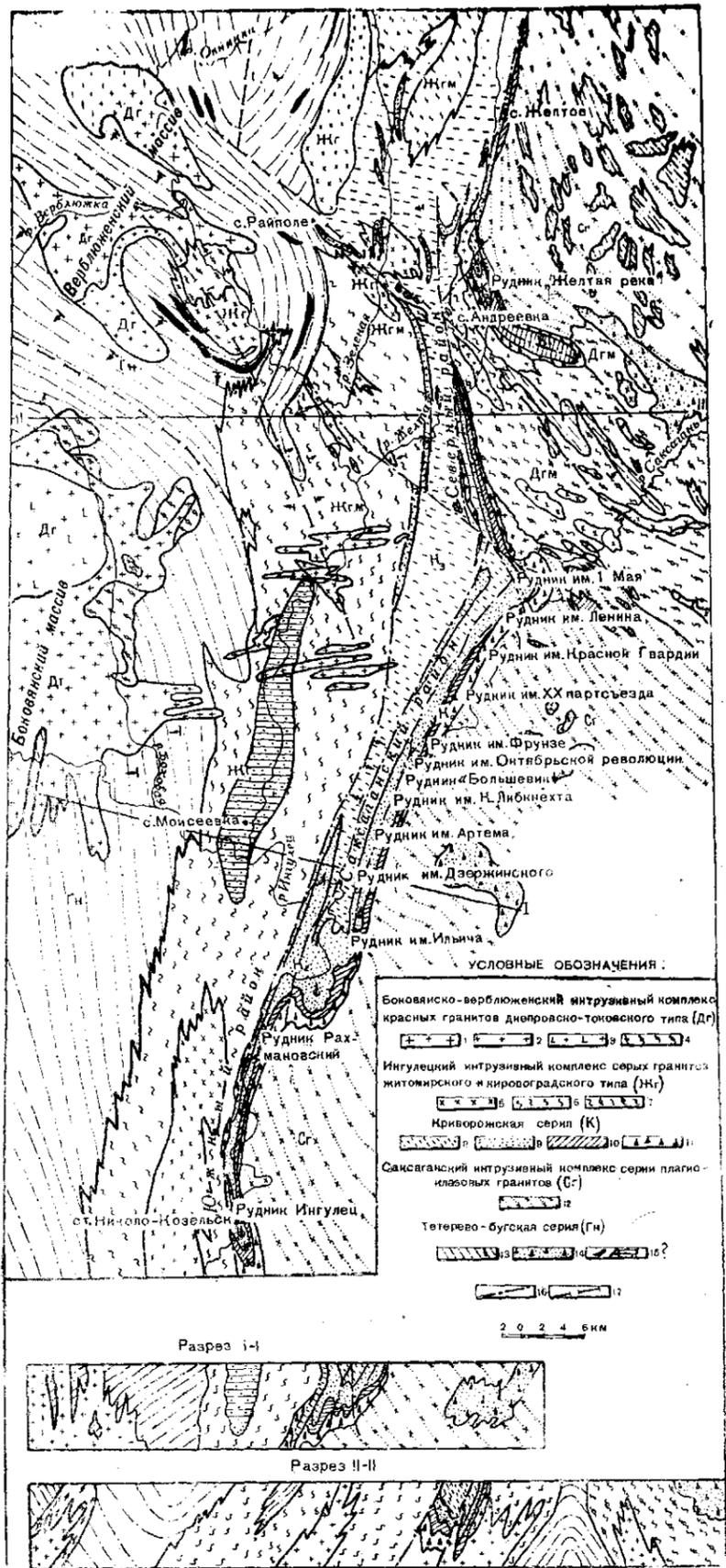
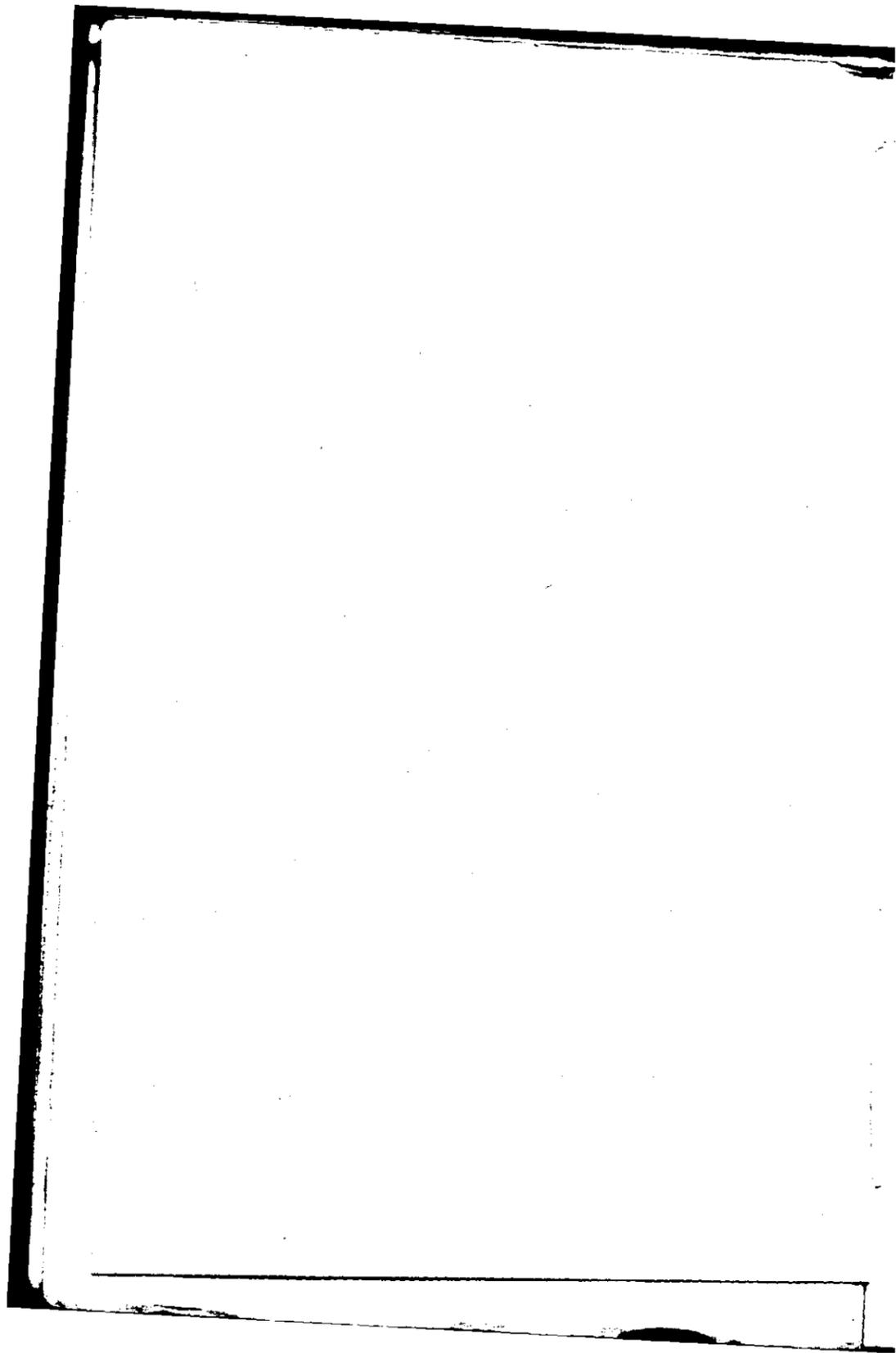


Рис. 1. Геологическая карта Криворожского района. Составил Я. Н. Белевцев с использованием геологических и геофизических материалов К. П. Лященко, И. М. Трибухина, К. В. Климовой, Криворожского геолтреста и Кировской экспедиции.

1 — порфиридные крупнозернистые микроклиновые граниты, 2 — средне- и мелкозернистые микроклиновые граниты, 3 — чарнокиты и чернокварцевые граниты, 4 — мигматиты красных микроклиновых гранитов, 5 — серые среднезернистые микроклино-плагиоклазовые граниты, 6 — мигматиты серых гранитов, 7 — полимигматиты серых и красных гранитов, 8 — верхняя сланцевая свита криворожской серии, 9 — средняя железорудная свита криворожской серии, 10 — нижняя аркозово-филлитовая свита криворожской серии, 11 — криворожские метабазиты, 12 — саксаганские плагиоклазовые граниты, 13 — биотитовые, амфиболовые и другие гнейсы с прослоями сланцев, кварцитов и метапесчаников, 14 — метабазиты тетерево-бугской серии, 15 — железистые кварциты, железистые роговики и различные сланцы, 16 — линии тектонических нарушений, 17 — направление осей крупных складок.



осадочно-метаморфический генезис ими оставлен за большей частью залежей Центрального района Криворожского бассейна.

Н. П. Семенов (1946), изучая структуры рудных полей Кривого Рога, пришел к выводу о гидротермально-метасоматическом генезисе руд для подавляющего большинства богатых скоплений железа, признавая первичноосадочное образование лишь за роговиками и джеспилитами.

П. М. Каниболоцкий (1941) в статье «К вопросу о генезисе руд Кривого Рога», а затем в докторской диссертации (1946) выдвинул гипотезу о действии метаморфических вод как главного фактора в концентрации железа в рудных залежах. Эта гипотеза получила наименование динамометаморфической, сущность ее сводится к тому, что в период складкообразования рыхлой осадочной свиты произошло высвобождение огромного количества воды, которая растворяла и переотлагала железо, концентрируя его в залежи богатых руд.

Л. И. Мартыненко (1950) возобновил представления П. П. Пятницкого о гипергенном образовании руд Саксаганского района Кривого Рога, хотя и высказал несколько иное представление об образовании руд, которое расходится как со взглядами П. П. Пятницкого, так и ряда других исследователей. Л. И. Мартыненко отрицает перемещение железа при рудообразовании; маритовые руды образуются только в результате выноса  $SiO_2$ , а гетито-гематитовые и марито-гематитовые — при разложении на месте железистых силикатов.

Существующие разногласия о генезисе железорудных месторождений Криворожского бассейна объясняются тем, что различные авторы в своих выводах исходили не из всей суммы различных и многостадийных процессов, принимавших участие в формировании различных типов руд, а старались одним процессом объяснить создание всех руд Криворожских месторождений.

В самом деле, можно ли объяснить одним процессом образование столбообразных залежей магнетитовых руд Северного района, пластообразных залежей верхней свиты или маритовых и гетито-гематитовых руд Саксаганского района? По-видимому, рудные месторождения Криворожского бассейна прошли очень сложный путь своего образования с участием седиментационных, метаморфических, гидротермальных и гипергенных процессов.

По размерам рудные тела относятся к группе мелких и средних тел, длина которых по простиранию составляет десятки или первые сотни метров. У линзообразных залежей отношение длины к мощности 4:1, 5:1, 6:1, у столбообразных — 2:1, 1,5:1, у штокообразных — 3:1, у пластообразных — 10:1; 13:1, 20:1.

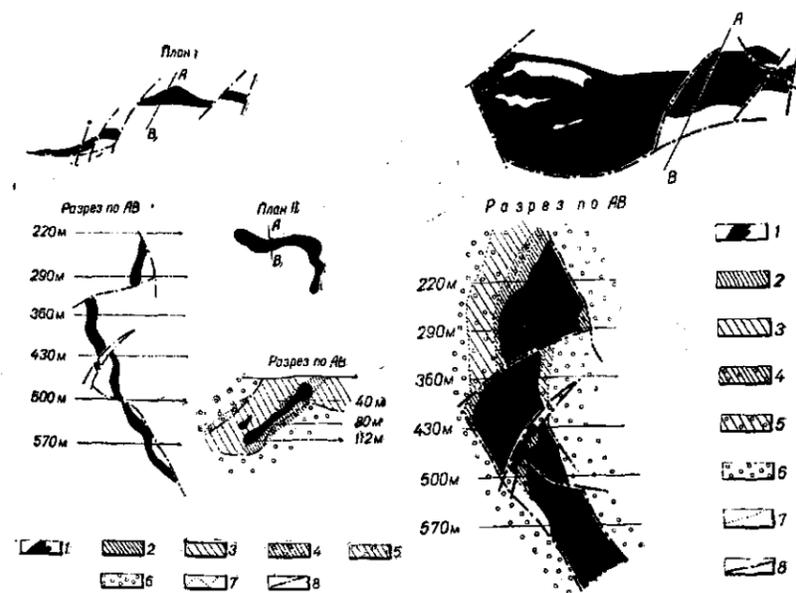


Рис. 2. Пластообразная форма залежей (I, II) железных руд:

1 — амфиболо-магнетитовые и амфиболо-гематито-магнетитовые руды, 2 — магнетито-амфиболовые сланцы, 3 — амфиболо-магнетитовые роговики, 4 — амфиболовые сланцы, 5 — кварцево-амфиболо-биотитовые сланцы, 6 — кварцево-биотитовые сланцы, 7 — нормальные контакты, 8 — тектонические контакты.

Рис. 3. Столбообразная форма залежи железных руд:

1 — амфиболо-магнетитовые и амфиболо-гематито-магнетитовые руды, 2 — магнетито-амфиболовые сланцы, 3 — амфиболо-магнетитовые роговики, 4 — амфиболовые сланцы, 5 — кварцево-амфиболо-биотитовые сланцы, 6 — кварцево-биотитовые сланцы, 7 — нормальные контакты, 8 — тектонические контакты.

Лишь Основную залежь Первомайского и Главную залежь Желтореченского месторождений можно считать крупными среди аналогичных залежей Криворожского бассейна. Характерно, что длина рудных тел по падению превышает длину по простиранию.

По степени сохранности формы на различных горизонтах рудные тела Северного района относятся к залежам с изменчивой конфигурацией контуров, что объясняется метасоматическим характером их образования.

Часто отмечается усложнение морфологии вследствие многочисленных пострудных тектонических нарушений. Размещают-

ся залежи преимущественно среди складчатых структур, где они приурочены к замкам или их крыльям. Положение залежи в различных частях складки до некоторой степени определяет ее морфологию.

Пластообразные и линзообразные рудные залежи обычно приурочиваются к крыльям складок, в то время как гнездообразные, столбообразные и штокообразные рудные залежи располагаются в замковых частях.

На Первомайском месторождении наиболее широко распространены рудные столбы, линзы и рудные гнезда, контролирующими структурами которых являются Первомайская синклиналь и ряд складчатых изгибов более высокого порядка, развитых в северном крыле синклинали. К этим складчатым изгибам, в частности, относятся северная антиклиналь карьера № 5 и синклиналь шурфа № 24. Падение залежей крутое, обычно согласное с общим падением вмещающих пород. Склонение залежей почти повсеместно определяется направлением и крутизной погружения складчатых форм, в которых развита та или иная рудная залежь.

На Желтореченском месторождении очень распространены пластообразные, линзообразные и штокообразные рудные залежи. Иногда встречаются рудные залежи, имеющие столбообразную форму. Все рудные залежи, так же как и на Первомайском месторождении, расположены в пределах крутосклоняющейся Желтореченской синклинали и складчатых форм более высокого порядка, которые развиты на ее западном и восточном крыльях.

Типичными представителями пластообразных рудных тел являются Ольховская, Михайловская, «Северо-западный отрог» и Восточная железорудные залежи. Все они расположены в восточном и западном крыльях Желтореченской синклинали и залегают согласно с вмещающими породами.

К наиболее характерным столбообразным и линзообразным рудным залежам на месторождении относятся Главная, Клад-

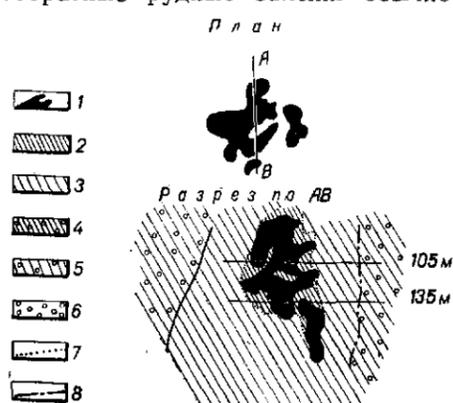


Рис. 4. Штокообразная форма залежи железных руд:

1 — амфиболо-магнетитовые и амфиболо-гематито-магнетитовые руды, 2 — магнетито-амфиболовые сланцы, 3 — амфиболо-магнетитовые роговики, 4 — амфиболовые сланцы, 5 — кварцево-амфиболо-биотитовые сланцы, 6 — кварцево-биотитовые сланцы, 7 — нормальные контакты, 8 — тектонические контакты.

бищенская Южная, Кладбищенская Средняя и Кладбищенская Северная. Кладбищенские залежи располагаются в восточном крыле Желтореченской синклинали и приурочены к крутосклоняющимся складчатым изгибам пород второго и третьего порядка. Залегание этих залежей также согласное с общим залеганием вмещающих пород, а угол склонения близок к погружению складчатых форм. Главная залежь, самая крупная на месторождении, располагается в шарнире Желтореченской синклинали.

Таким образом, рудные залежи Северного района локализируются среди складчатых структур непосредственно в областях шарниров или на крыльях синклиналей в ближайших расстояниях от них.

Границы рудных залежей с вмещающими породами в большинстве случаев нерезкие — метасоматические, при которых обычно наблюдается постепенный переход от руды к вмещающей породе. Реже встречаются четкие тектонические или стратиграфические границы, при которых происходит резкая смена руды вмещающей породой. Контакты метасоматические, обычно неясные, неровные, извилистые и проводятся на планах и картах по данным промышленного содержания железа в пробах.

Содержание железа в приконтактной зоне во вмещающих породах и в руде показано в табл. 1.

Таблица 1

Вмещающие породы		Железные руды	
Содержание железа в породе на контакте с рудой, %	Количество контактов с таким содержанием железа к общему числу изученных контактов, %	Содержание железа в руде на границе с вмещающими породами, %	Количество контактов с таким содержанием железа к общему количеству изученных контактов, %
20—30	3,6	50—54	47,2
30—38	10,0	54—58	36,0
38—42	15,2	58—62	10,2
42—46	28,4	62—66	6,0
46—50	42,8	—	—

Из приведенного видно, что богатые руды граничат как с обогащенными железом породами, так и с породами, бедными железом или, точнее, не испытавшими дополнительного обогащения. Чаще всего вмещающие породы на контакте содержат 42—50% железа (71,2% общего количества контактов).

Среднее содержание железа в первом метре пород от контакта равно 43,9%, во втором — 41,2%, что значительно их

отличает от необогащенных вмещающих пород, содержащих железа 38,7%.

Железистые роговики на контакте с рудой более обогащены железом, чем сланцы. Нижний предел содержания железа в роговиках на контакте с рудой 36%, а в сланцах 26—28%.

Приконтактная часть рудных залежей содержит железа от 50 до 66%, чаще же всего 50—58% (83,2% общего количества контактов). Среднее содержание железа в первом метре у контакта равно 55% и во втором — 57,7%.

Из приведенных материалов отчетливо видно постепенное обогащение роговиков и сланцев железом с переходом их в богатые руды. Естественная граница обогащенных пород, по-видимому, проходит около изолинии содержания железа в 30—35%.

Пострудные тектонические разрывы, ограничивающие рудные залежи, характеризуются четко выраженными зонами мелкообломочных брекчий, содержащих в себе обломки железной руды.

В Северном районе выделяются руды с полосчатой текстурой и массивные. Руды с полосчатой текстурой слагают почти все известные залежи Северного района. Во многих случаях полосчатые руды имеют складчатую текстуру, которая довольно часто наблюдается в Главной, «Северо-восточного отрога» и Кладбищенской залежах Желтореченского месторождения и в отдельных местах Основной залежи Первомайского месторождения. Складчатость изоклиналильного или открытого типа имеет крутое погружение шарниров (70—90°), склоняясь в северном или близком к нему направлениях.

#### **РУДОНОСНОСТЬ ПОРОД И РАЗМЕЩЕНИЕ РУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ**

Рудоносность пород криворожской железорудной свиты в Северном районе бассейна незначительна. Если измерить по простиранию пород участки железистых пластов, не несущих сколько-нибудь заметного оруденения, то они составляют около 95% общего протяжения.

Общий коэффициент оруденения железистых пород района ничтожный, менее 1%.

Так же как и в Саксаганском районе, здесь не наблюдается приуроченности рудных залежей к определенным стратиграфическим горизонтам; при этом размещение руд не зависит от содержания железа в горизонтах роговиков и джеспилитов. В подтверждение сказанного приведем несколько примеров. Пятый железистый горизонт на руднике им. 1 Мая, как и везде в бассейне, сложен тонкополосчатыми джеспилитами с содержанием железа 40—43%. Но здесь он не содержит железных руд, тогда как среди нижних горизонтов железорудной свиты (I и II) размещаются все залежи месторождения, хотя эти го-

дах отмечаются пирит, марказит, пирротин, галенит; из акцессорных минералов наблюдаются апатит, циркон, сфен. В рудах сохраняются полосчатые, грубополосчатые и массивные текстуры амфиболо-гематито-магнетитовых руд, производными которых они являются. По содержанию железа (55—60%) эта разновидность руд относится к классу богатых. Резко снижается содержание  $\text{SiO}_2$ , достигающее 4—6%, и  $\text{Na}_2\text{O}$  (до 0,5%) и возрастает содержание  $\text{MgO} + \text{CaO}$  от 8 до 10%.

Различия в вещественном составе описанных выше главных разновидностей метасоматических железных руд Северного рудного поля приводят к изменениям их химического состава. В табл. 2 приведены средние значения минерального и химического состава руд по данным исследований последних двух-трех лет.

Спектральными и рентгеноспектральными анализами во всех разновидностях магнетитовых и гематито-магнетитовых руд обнаружены тысячные и десятитысячные доли процента никеля, хрома, меди и свинца и в единичных случаях — кобальта, цинка, вольфрама, стронция и мышьяка.

Элементы—примеси, обнаруженные всеми видами анализов, концентрируются в таких минералах: марганец, ванадий, хром и титан — в магнетите, гематите, пирите, частично в щелочных амфиболах и эгирине; никель и кобальт — в пирите, цинк — в галените, щелочных амфиболах, эгирине; вольфрам — в кварце; стронций — в карбонатах; мышьяк связан в рудах с единичными зернами арсенопирита; медь — возможно, с халькопиритом, зерна которого в рудах наблюдать не удалось.

Суммируя все изложенное о вещественном составе железных руд Северного рудного поля, видно, что главными минералами руд являются магнетит, гематит, щелочные амфиболы (родузит, родузит-кроссит). Подчиненное значение имеют магниезально-железистые амфиболы куммингтонито-грюнеритового состава, кварц, эгирин и карбонаты.

#### ГЕНЕЗИС РУД

Формирование метасоматических железорудных залежей, очевидно, происходило на заключительных стадиях складкообразования, когда породы находились в состоянии наибольшей тектонической напряженности, обеспечивающей высокую проницаемость пород для поровых растворов. Рудовмещающими структурами явились зоны межпластового послойного скольжения, расслоения, кливажа, зоны повышенной трещиноватости и смятия, образующиеся преимущественно на крыльях складчатых структур. В связи с этим руды развиваются согласно напластованию пород, участвуют в сложении мелких складчатых форм, обычно не имеют резких границ с вмещающими породами.

Движение поровых растворов по ослабленным зонам вызвало явления растворения и переотложения вещества с накоплением в благоприятных рудолокализирующих структурах промышленных концентраций железа. Повышенное количество железа в железистых роговиках и сланцах, очевидно, исключает необходимость сколько-нибудь существенного привноса железа растворами извне.

Основным рудообразующим процессом, приводящим к формированию железных руд, является магнезиально-железистый метасоматоз; последующие стадии метасоматоза — щелочной, карбонатный и кварцевый — вызывают либо усложнение вещественного состава руд, либо ухудшение их качества в результате растворения и выноса железа в этих стадиях метасоматоза.

В рудообразующем метасоматическом процессе выделяются два этапа — собственно магнезиально-железистый метасоматоз и железистый (железорудный) метасоматоз.

Собственно магнезиально-железистый метасоматоз, наиболее широко развитый процесс, распространяется на породы различного литолого-петрографического состава. Он выразился в образовании магний- и железосодержащих амфиболов — куммингтонита, грюнерита и роговой обманки, которые замещают биотит, хлорит, гранат и кварц в различных сланцах, а также кварц и частично железорудные минералы в железистых роговиках. В результате образуются амфиболовые разности этих пород. При полном замещении породообразующих минералов амфиболами возникают амфиболовые сланцы большей частью куммингтонитовые — мономинеральные за счет различных сланцев кварцево-биотитового состава и магнетито-куммингтонитовые за счет железистых роговиков. Такая максимальная разгрузка из растворов магния в сопровождении двухвалентного железа приурочена к тектонически ослабленным зонам — переклиновым замыканиям складок, шарнирам, поворотам структур и т. д. Образующиеся на этих участках амфиболовые или магнетито-амфиболовые сланцы имеют форму неправильно вытянутых полос, постепенно сменяясь по простиранию и мощности в начале амфиболсодержащими железистыми роговиками или сланцами кварцево-биотитового состава и затем безамфиболовыми первоисходными разностями этих пород. Структура образующихся амфиболовых пород крупнозернистая, текстура остается унаследованной от исходных пород.

Железистый, или железорудный, метасоматоз неразрывно следовал за собственно магнезиально-железистым. На первом этапе при образовании амфиболов недостаток кислорода был отрицательным фактором для формирования окислов железа, из-за чего железо накапливалось в растворе. Повышение кислородного потенциала привело к выпадению из раствора избытка железа в форме магнетита, а затем гематита.

Развиваясь в породах, видоизмененных собственно магнизи-ально-железистым метасоматозом, железистый метасоматоз наиболее полно (с образованием залежей железных руд) проявился на участках развития мономинеральных или почти мономинеральных амфиболовых сланцев. Этим еще больше подчеркивается контролирующая роль структурных элементов при железистом метасоматозе, так как участки распространения амфиболовых или магнетито-амфиболовых сланцев характеризуются развитием интенсивной складчатости, осложненной более мелкими формами тектонических нарушений.

Прекрасным доказательством того, что рудоотложение приурочено к амфиболовым сланцам (первоисходными породами которых были либо сланцы кварцево-биотитового состава, либо железистые роговики), является наличие по периферии залежей магнетито-амфиболовых сланцев с меняющейся мощностью от нескольких до 10—30 м (рис. 2, 3, 4).

Переход от сланцев к руде постепенный и связан с увеличением количества зерен железорудных минералов (табл. I). Макроскопически переход к руде не заметен, и границы промышленных железных руд оконтуриваются по данным опробования.

Отложение новых генераций магнетита и гематита происходило согласно полосчатости амфиболовых пород в куммингтонитовых сланцах за счет кварцево-слюдяных прослоев, в магнетито-кумингтонитовых за счет железистых роговиков и в магнетито-кварцево-кумингтонитовых за счет железистых роговиков при неполном замещении в них кварца амфиболом (табл. II). Образование руд по безамфиболовым железистым роговикам почти не отмечается. Как исключение наблюдались отдельные мелкие их тела, но внутри залежей амфиболо-магнетитовых руд.

Развиваясь по амфиболовым или кварцево-амфиболовым прослоям, новообразования магнетита и гематита замещают амфибол и кварц. Степень обогащенности руд магнетитом или гематитом бывает различной, поэтому в пределах образующихся рудных залежей различаются участки магнетитовых, гематито-магнетитовых и магнетито-гематитовых руд, связанные между собой взаимными переходами. Структуры руд зернистые, а текстуры наследуют текстуру исходных пород. Наиболее распространенной текстурой руд является четкополосчатая, характеризующаяся послойным чередованием полос магнетита и амфибола или магнетита, гематита и амфибола. Эти текстуры унаследованы от текстур магнетито-амфиболовых или магнетито-кварцево-амфиболовых сланцев, первоисходными породами которых были железистые роговики. Менее распространены текстуры неясно или грубополосчатые и массивные, обычно присущие рудам, образовавшимся по амфиболовым сланцам, исходными породами которых были сланцы кварцево-биотитового состава. Эти же текстуры отмечаются и среди руд с по-

лосчатой текстурой, но приурочены к участкам наиболее интенсивного проявления железистого метасоматоза, когда количество железорудных минералов в руде достигает 90—95%. В рудах с массивной и неяснополосчатой текстурой, как правило, гематита нет. Магнетитовые прослои имеют неровные заливообразные контуры, чаще магнетит скапливается в сплошные зернистые массы.

Процесс рудообразования начинался с отложения магнетита. Если в железистых роговиках и амфиболовых сланцах магнетит, являющийся продуктом общего динамотермального метаморфизма (магнетит первой генерации), составляет 20—40%, то в результате железистого метасоматоза количество его за счет новообразований (магнетит второй генерации) постепенно возрастает до 60—80% и как исключение в рудах с массивной текстурой до 90—95%. В железных рудах распознать оба магнетита из-за взаимного их срастания бывает очень трудно. Особенно четко магнетит первой генерации распознается в железистых роговиках и их производных магнетито-амфиболовых сланцах, где он развивается или в виде сплошных полос мощностью 0,2—1,0 мм с характерной структурой вrostания в него породообразующего кварца по диагональным и перпендикулярным трещинам, или в виде вкрапленности кубических и октаэдрических кристаллов размером 0,004—0,05 мм (редко 0,1—1,0 мм). Пластинки новообразований амфибола, как правило, обволакивают агрегаты зерен этого магнетита или образуют структуры вrostания. Для магнетита второй генерации характерна неправильная и удлиненная форма зерен, редко с кристаллографическими очертаниями, размером 0,1—0,5 мм. В амфиболовых и магнетито-амфиболовых сланцах и амфиболо-магнетитовых роговиках магнетит второй генерации развивается по амфиболовым или кварцево-амфиболовым прослоям в виде зернистых агрегатов, замещая амфибол и кварц.

Вслед за магнетитом второй генерации начал кристаллизоваться гематит второй генерации. Как и магнетит, он развивался по прослоям амфиболового и кварцево-амфиболового состава, замещая амфибол и кварц. Полосы гематита в руде состоят из агрегата тесно сросшихся пластинчатых или ланцетовидных зерен, образующих в массе петельчатые или решетчатые сплетения. Размеры пластинок по длинной стороне изменяются от 0,04 до 0,1 мм при поперечном сечении до 0,01 мм. Ширина гематитовых полос — от тончайших еле заметных штрихов до 1—2 мм. Полосы гематита часто прерываются или постепенно выклиниваются, сменяясь агрегатом зерен магнетита. Иногда его выделения приобретают ясно секущее положение. В магнетитовых рудах с массивной текстурой гематит развивается в виде гнезд или неравномерной вкрапленности.

Отложением гематита второй генерации закончилась стадия магнетитово-железистого метасоматоза. Таким образом, конеч-

ным продуктом этой стадии явились амфиболо-магнетитовые, кварцево-амфиболо-магнетитовые и амфиболо-гематито-магнетитовые железные руды, в которых амфибол был представлен в основном куммингтонитом, в меньшей степени грюнеритом и как исключение роговой обманкой.

Дальнейшие изменения в минеральном составе руд и вмещающих пород связано с проявлением щелочно-углекисло-кальциевого метасоматоза. На первом этапе этого процесса развиваются натрийсодержащие минералы: альбит, эгирин и щелочные амфиболы, образование которых происходило в общем параллельно в течение всего процесса. Возникновение того или иного из указанных минералов контролировалось исходным составом породы. Так, в породах, богатых глиноземом (различные сланцы кварцево-биотитового состава), при взаимодействии их с натрийсодержащими поровыми гидротермальными растворами образуется альбит. Последний развивается согласно полосчатости пород, замещая биотит, амфиболы, гранат и кварц. Степень альбитизации пород бывает различной — от единичных зерен альбита в породе до образования почти мономинеральных альбитовых пород, именуемых альбититами.

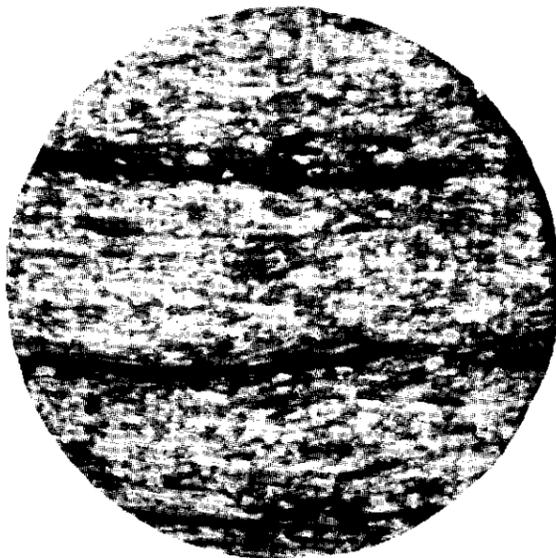
Для образования эгирина наиболее благоприятными были железистые роговики — породы, богатые кремнеземом и железом. В результате привноса натрия в них образуется эгирин, вытесняя кварц, частично железорудные минералы. Эгирин развивается по слоистости пород в виде буровато-зеленых тонкозернистых криптокристаллических агрегатов с раскристаллизованными участками, представленными сростками бесцветных призматических зерен или радиально-лучистых пучков. В зависимости от интенсивности процесса количество эгирина в породах изменяется от единичных зерен до 70% и более. Породы, в которых нерудные минералы полностью или почти полностью замещены эгирином, принято называть эгиринитами. Эгириниты на отдельных участках прослеживаются в виде мощных (до нескольких десятков метров) пластообразных тел, постепенно сменяясь по простиранию железистыми роговиками. Эгиринизация, связанная только с привносом натрия, в породах амфиболового состава (амфиболовые сланцы и железные руды) проявляется как исключение.

Наиболее характерным и широко распространенным процессом существенно натриевого метасоматоза в пределах Северного района является процесс образования щелочных амфиболов. Он охватывает собой все участки распространения куммингтонитовых пород (амфиболо-железистые роговики, амфиболовые и магнетито-амфиболовые сланцы, амфиболовые железные руды) и проходит в направлении обогащения натрием магнезиально-железистых амфиболов. В результате этого процесса магнезиально-железистые амфиболы преобразуются в щелочные. Процесс ощелачивания амфиболов на различных

ТАБЛИЦА I



a



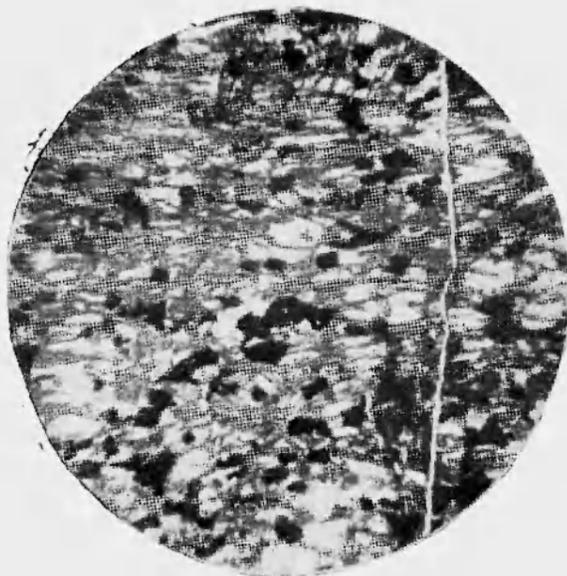
b

Последовательное превращение кварцево-биотитового сланца в магнетито-амфиболовую руду с массивной текстурой:

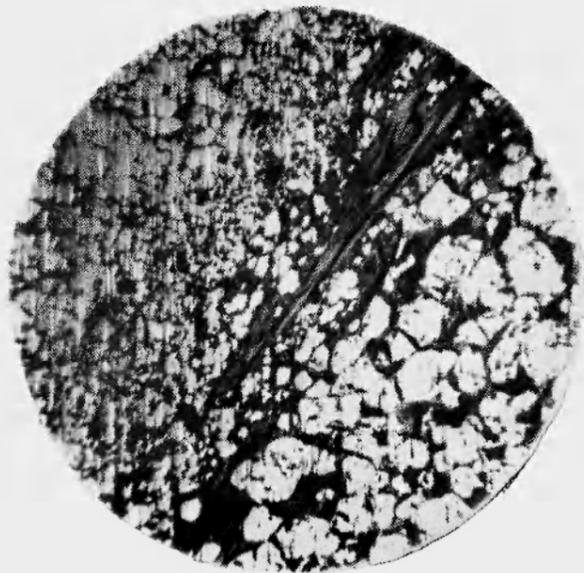
a — кварцево-биотитовый сланец, шлиф, увеличено в 37 раз, николи параллельны.

b — амфиболо-кварцево-биотитовый сланец; амфибол (темные полосы и пластинки) развивается согласно полосчатости сланца; шлиф,  $\times 37$ , николи параллельны.

(Продолж. табл. 1)



a

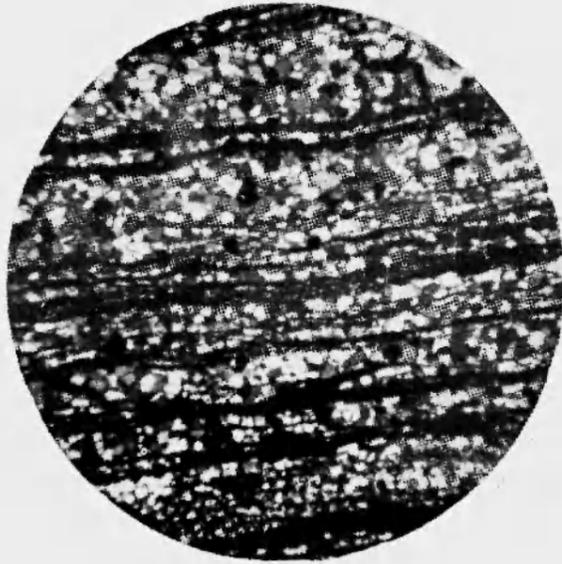


b

a — магнетито-амфиболовый сланец; магнетит второй генерации (черное), амфибол — родузит (серое) с реликтами незамещенного куммингтонита (белое); шлиф, X, николи параллельны.

b — амфиболо-магнетитовая руда; магнетит второй генерации (белое) замещает амфибол (темное); аншлиф, X 60.

ТАБЛИЦА II



*a*



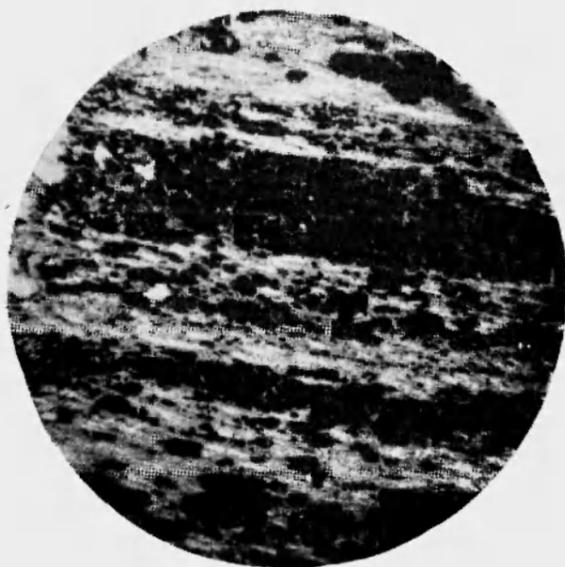
*б*

Последовательное превращение магнетитового роговика в амфиболо-магнетитовую руду с полосчатой текстурой:

*a* — магнетитовый роговик; магнетит первой генерации (черное), кварц (серое и белое); шлиф,  $\times 18,5$  николи скрещены.

*б* — амфиболо-магнетитовый роговик; магнетит первой генерации (черное), кварц (белое), амфибол (серые пластинки), шлиф,  $\times 37$ , николи параллельны.

(Продолж. табл. II)



a



b

a — магнетито-амфиболовый сланец; магнетит (черное), амфибол (серое); шлиф,  $\times 37$ , николи параллельны.  
b — амфиболо-магнетитовая руда; магнетит (черное), амфибол — родузит (серое); шлиф,  $\times 37$ , николи параллельны.

участках проходил с различной интенсивностью, что привело к возникновению изоморфного ряда минералов — глаукофан—кроссит—родузит—рибекит. В силу этого по преобладающему развитию того или иного щелочного амфибола породы и железные руды получили наименование глаукофановых, кросситовых, родузитовых и рибекитовых. Наиболее распространенными являются родузитовые и рибекитовые роговики, сланцы и железные руды. Замещение магнезиально-железистых амфиболов щелочными начинается по краям зерен (пластинок) с образованием каемок или краевых зон голубовато-синего цвета. Не менее характерно замещение вдоль трещин спайности и по микропорам с образованием соответственно полосчатой и пятнистой структуры замещения. Постепенно развиваясь, ощелачивание распространяется на все зерно с возникновением полных гомоосевых псевдоморфоз щелочных амфиболов по магнезиально-железистым.

Подсчеты баланса вещества при процессе ощелачивания амфиболов показали, что ощутимого в количественном отношении перемещения вещества не происходит. Это следует отметить потому, что некоторые исследователи (Ю. Ир. Половинкина, Н. И. Никольский и др.) с процессом ощелачивания амфиболов связывали образование залежей железных руд. Они предполагали, что высвобождающегося железа при превращении магнезиально-железистых амфиболов в щелочные было вполне достаточно для образования промышленных концентраций магнетита и гематита. В действительности же этого железа было мало. Часть его вместе с магнием, кальцием, калием и алюминием шла на построение хлоритов, а оставшийся избыток способствовал образованию новой, третьей, генерации магнетита. Магнетит третьей генерации имеет очень ограниченное распространение и отмечается во всех разностях родузитовых и рибекитовых пород и железных руд в виде тончайших прерывистых оторочек вокруг пластинок щелочных амфиболов, также выделяется по спайности последних, образуя реже тонкие секущие прожилки и послойные скопления непосредственно в руде. Более значительные концентрации магнетита третьей генерации иногда отмечаются в участках брекчирования железных руд, где он имеет характер цемента.

Одновременно с выделением магнетита третьей генерации в железных рудах отмечается частичная мушкетовитизация гематита второй генерации.

Следует также отметить, что привнос натрия сопровождался привносом незначительных количеств фосфора и серы, о чем свидетельствуют скопления зерен апатита и пирита в родузитовых и рибекитовых разностях пород и железных руд.

Таким образом, в результате щелочного натрового метасоматоза куммингтонито (грюнерито)-магнетитовые, куммингтонито (грюнерито)-гематито-магнетитовые железные руды местами

с кварцем преобразуются в родузитовые или рибекитовые разновидности.

Дальнейшее изменение минерального состава руд связано с поступлением углекисло-кальциевых растворов. Углекисло-кальциевый, или карбонатный, метасоматоз в отличие от всех предыдущих стадий, определивших минеральный состав руд, развит слабо. Он проявился в теле уже сформировавшихся рудных залежей вдоль узких тектонических зон различной протяженности, изобилующих элементами микротектоники. В этих зонах интенсивно протекали процессы метасоматического замещения щелочных амфиболов, кварца и частично железорудных минералов карбонатами — доломитом, анкеритом, меньше сидеритом и кальцитом. Замещение щелочных амфиболов карбонатами сопровождалось перемещением таких компонентов, как кремний, натрий, алюминий, частично магний и трехвалентное железо.

Часть этих компонентов переоткладывалась внутри зон карбонатизации в виде новообразований магнезиально-железистых хлоритов и гидрослюд, эгирина, кроссита и ланцетовидного гематита четвертой генерации. Большая часть этих компонентов мигрировала в контактные зоны родузитовых или рибекитовых железных руд и способствовала развитию эгирина, частично альбита, вследствие чего вокруг зон карбонатизации железных руд развились окаймляющие поля эгиринизированных родузито (рибекито)-магнетитовых железных руд и крайних их членов — эгиринитов, крайне бедных железом.

Таким образом, с углекисло-кальциевым (карбонатным) метасоматозом связано изменение минерального состава железных руд, сопровождающееся возникновением карбонатно-магнетито-гематитовых и эгирино-родузито (рибекито)-магнетитовых руд.

Завершающим этапом всех видов метасоматических превращений являлись процессы окварцевания, не получившие широкого распространения.

Кварц, выпадающий из растворов как остаточный продукт метасоматических реакций, либо сам метасоматически замещал породообразующие минералы с образованием участков окварцевания пород и железных руд, либо большей частью выполнял в них открытые полости, образуя сеть тонких выклинивающихся прожилков, жеоды, гнездообразные выделения и т. д.

Анализ всех стадий гидротермального метасоматического преобразования пород Северного района, показанных на схеме (табл. 3) позволяет сделать вывод, что магнетитовые и гематито-магнетитовые руды в современном их залегании являются продуктом сложных, последовательно проявленных во времени и наложенных в пространстве метасоматических процессов, и в генетическом отношении их следует относить к метасоматическому типу с довольно простым минеральным составом.



Таблица 3

Исходная метаморфическая порода	Магнезиально-железистый метасоматоз				Щелочно-углекисло-кальциевый метасоматоз		
	Собственно магнезиально-железистый (привнос Mg, Fe <sup>2+</sup> )		Железистый (привнос Fe <sup>2+</sup> , Fe <sup>3+</sup> )		Щелочной (натровый) (привнос Na)	Углекисло-кальциевый (карбонатный) (привнос Ca (Mg), CO <sub>2</sub> )	
Слюдяные сланцы (с хлоритом и гранатом и без них)	Различные разновидности кварцево-куммингтонитовых сланцев		Куммингтонитовые сланцы	Магнетито-куммингтонитовые сланцы	Куммингтонито-магнетитовые руды массивной и грубополосчатой текстуры	Альбитизированные сланцы и альбититы	Карбонатно-магнетито-гематитовые руды с хлоритом, гидрослюдкой, эгирином войлочноподобным щелочным амфиболом
Железистые (магнетитовые, гематитовые) роговики	Куммингтонито-магнетитовые (с гематитом) роговики	Кварцево-куммингтонито-магнетитовые сланцы	Магнетито-куммингтонитовые сланцы	Куммингтонито-магнетитовые и куммингтонито-гематито-магнетитовые руды полосчатой текстуры	Куммингтонито-магнетитовые руды массивной и грубополосчатой текстуры	Родузитовые (рибекитовые) и магнетито-родузитовые (рибекитовые) сланцы	
						Родузито (рибекито)-магнетитовые и родузито (рибекито)-гематито-магнетитовые руды	Эгирриновые и эгиррино-амфиболовые роговики и эгириниты
				Кварцево-куммингтонито-магнетитовые и кварцево-куммингтонито-гематито-магнетитовые руды полосчатой текстуры		Родузито (рибекито)-магнетитовые и родузито (рибекито)-гематито-магнетитовые руды	
						Жварцево-родузито (рибекито)-гематито-магнетитовые руды	

148295



первоначальный состав руд, из-за чего создается ложное представление о генетической связи железного оруденения со щелочным метасоматозом.

и наложенных в пространстве метасоматических процессов, и в генетическом отношении их следует относить к метасоматическому типу с довольно простым минеральным составом.

На табл. I отображена картина последовательного превращения кварцево-биотитового сланца в амфиболо-магнетитовую руду с массивной текстурой, а на табл. II — магнетитового роговика в амфиболо-магнетитовую руду с четкополосчатой текстурой.

Гипогенное происхождение руд подтверждается их составом, характером изменения боковых пород, морфологией рудных залежей и приуроченностью их к сложным тектоническим узлам.

Своеобразный минеральный состав руд и вмещающих их пород вызывал различные суждения об их образовании у исследователей района. Большинство исследователей (Н. П. Семенов, 1946; Ю. Ир. Половинкина, 1948; В. Н. Котляр, 1950; Н. И. Никольский, 1955 и др.) магнетитовое оруденение связывали с проявлением щелочного (натрового) метасоматоза, причем источниками натровых растворов считались интрузии красных микроклиновых гранитов днепровско-токовского типа.

Противоположную точку зрения высказывали П. М. Капиболоцкий (1946) и В. С. Домарев (1954), которые для Северного района допускали метаморфическое происхождение рудообразующих растворов.

Детальные исследования, проведенные на месторождениях железных руд Северного района в 1952—1957 гг. (Р. П. Дубинкина, К. П. Лященко, А. К. Лихтарь, Ю. А. Мещерский, И. Г. Мельник, А. С. Павленко, Р. П. Петров, И. М. Трибухин, А. И. Тугаринов, М. С. Цыбульская) изменили существующий взгляд на генезис руд.

Полученные выводы базировались на двух основных факторах: 1) на установлении возрастных взаимоотношений отдельных минералов, минеральных комплексов и различных метасоматических процессов и 2) на изучении структурных особенностей рудных полей.

С достоверностью установлено, что магнезиально-железистые амфиболы и основная масса магнетита и гематита, слагающие залежи, образовались *до проявления щелочного метасоматоза*. Уже этот фактор исключает связь рудообразования со щелочным метасоматозом, следовательно, и с магматическим очагом днепровских гранитов. Структурный анализ показал, что залежи железных руд приурочиваются к участкам развития сложных тектонических деформаций (периклиналильные замыкания складок, повороты структур, участки развития вертикальных и крутопадающих структур и т. д.).

Процессы щелочно-карбонатного метасоматоза, связанные с поступлением щелочно-щелочноземельных растворов, проявились в этих же тектонически ослабленных зонах, усложнили первоначальный состав руд, из-за чего создалось ложное представление о генетической связи железного оруденения со щелочным метасоматозом.

Процесс образования железных руд нам представляется следующим образом.

Известно, что в условиях общего динамотермального метаморфизма поровые растворы, герметизированные в породах, могут принимать характер типичных гидротерм, которые способны растворять породообразующие минералы, обогащаться теми ли иными компонентами и, разгружаясь в благоприятной геологоструктурной обстановке, производить соответствующие метасоматические преобразования. В условиях Северного района, когда шло формирование основных складчатых структур первой фазы тектогенеза, паровые метаморфические растворы передвигались в тектонически ослабленные зоны и обогащались по пути следования магнием и железом. Развитие вертикальных и крутопадающих структур обусловило восходящий характер движения растворов с последующей разгрузкой полезных компонентов. Далее уже действовал физико-химический фактор. Недостаток кислорода способствовал развитию на первом этапе процесса магнезиально-железистых амфиболов, а затем последовательно магнетита и гематита. Так возник магнезиально-железистый (железорудный) фронт метасоматоза, обусловивший формирование амфиболовых пород и залежей железных руд на участках сложных складчатых деформаций. Не исключена возможность активизации поровых метаморфических растворов со стороны наиболее древних магматических комплексов, но без привноса полезных компонентов. В период второй фазы тектогенеза усложнилась структура района — образовались продольные, поперечные и диагональные зоны смятия и дробления пород, возникла трещиноватость в породах, создав пути для проникновения гидротермальных растворов, но уже щелочно-карбонатного состава. Согласно, последним представлениям щелочно-карбонатные растворы возникли при широко проявленном в Северном районе процессе гранитизации пород гнейсовой серии, сопровождающемся явлениями замещения в гнейсах натровых полевых шпатов калиевым с последующим образованием пород типичного гранитного состава — гранитов и мигматитов. Щелочно-карбонатные растворы поднимались по уже подготовленным тектонически ослабленным зонам (участкам распространения амфиболовых пород и железных руд), проникая в тончайшие поры и капиллярную трещиноватость пород, и на фоне все еще усложняющейся структуры участков производили соответствующие метасоматические преобразования в породах и рудах.

Падение температуры и давления растворов приводило к некоторой их дифференциации. Так, на первом этапе в реакцию с вмещающими породами вступал натрий, затем углекислота, а заканчивал процесс кремний. Решающую роль в образовании тех или иных метасоматических пород играл первоначальный состав пород, а именно: в присутствии натрия в породах,

- богатых глиноземом (различные слюдяные сланцы), развивались процессы альбитизации, в железистых роговиках — эгирин и в амфиболовых разностях пород и железных руд — щелочные амфиболы.

Зоны карбонатизации, выразившиеся в развитии карбонатов, метасоматически замещающих амфиболы, кварц, альбит и др., располагаются внутри зон щелочного натрового метасоматоза. Зоны щелочного и карбонатного метасоматоза в пространстве образуют четко выраженную горизонтальную зональность, характеризующуюся сменой одних метасоматически измененных пород другими. Зоны окварцевания пород являются как бы внешней оторочкой сложного комплекса пород, образовавшегося при магнесиально-железистом железорудном и щелочно-углекисло-кальциевом метасоматозах.

Пространственная совмещаемость продуктов магнесиально-железистого и щелочно-углекисло-кальциевого метасоматоза, с одной стороны, и территориальная близость к ним выходов гранитов днепровско-токовского типа, с другой стороны, всюду прослеживается в Северном районе.

Массив днепровских микроклиновых гранитов и мигматитов занимает центральное положение в Северном районе. Он вытянут в северо-западном направлении и выходит на поверхность в виде групп малых тел, сопровождающихся широкими полями мигматитов. Месторождения магнетитовых и гематито-магнетитовых железных руд, представленные группами мелких и средних тел в породах средней свиты криворожской серии, вытягиваются вдоль полосы развития гранитов, окружаясь ореолом пород, видоизмененных щелочным натровым и карбонатным метасоматозом. С удалением от полей развития гранитоидных пород минералы, возникающие при щелочно-углекисло-кальциевом метасоматозе, встречаются все реже и реже, вплоть до полного их исчезновения.

Таким образом, магнетитовые и гематито-магнетитовые руды Северного района своим происхождением обязаны сложному складчатому метаморфизму, вызвавшему миграцию железа, магния и кремнезема с последующим наложением процессов гидротермального метаморфизма, роль которого главным образом свелась к усложнению минерального состава руд и пород.

### САКСАГАНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Саксаганский, или Центральный, рудный район Криворожского бассейна объединяет подавляющее большинство месторождений бассейна, имеющих наиболее мощные рудные залежи.

В геологическом строении Саксаганского района принимают участие все породы криворожской серии. Последние сложены в глубокую синклинальную и антиклинальную складки, соответственно именуемые Саксаганской синклиналью и Саксаганской антиклиналью. Они опрокинуты на восток с падением осевых поверхностей на запад под углами 35—60°. Шарниры складок имеют общее северное склонение под углом 12—15° с выполаживанием на отдельных участках до горизонтального и даже обратного, южного. По западному борту синклинали проходит крупное нарушение, именуемое Саксаганским надвигом, по которому породы антиклинали надвинуты на породы, слагающие синклиналь. Погружение синклинали в северном направлении привело к выходу на поверхность пород, слагающих ядро складки, в стратиграфической последовательности с юга на север.

Основной продуктивной толщей района являются тонкопелосчатые железистые роговики и джеспилиты и, частично, хлоритовые и биотито-хлоритовые сланцы IV, V и VI горизонтов железорудной свиты. Подавляющее большинство рудных залежей района приурочено к породам Саксаганской синклинали, тогда как железистые породы, образующие антиклинальную часть структуры, не имеют сколько-нибудь существенного оруденения. Наиболее интенсивное оруденение пород наблюдается у самого замыкания синклинали с постепенным, хотя и очень прихотливым, уменьшением его вверх по крыльям складки

(рис. 5).

#### СТРУКТУРА И МОРФОЛОГИЯ РУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Рудные залежи, расположенные на крыльях синклинали, составляют основную массу железных руд как Саксаганского района, так и всего бассейна. Падение их в общем согласное



### САКСАГАНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Саксаганский, или Центральный, рудный район Криворожского бассейна объединяет подавляющее большинство месторождений бассейна, имеющих наиболее мощные рудные залежи.

В геологическом строении Саксаганского района принимают участие все породы криворожской серии. Последние сложены в глубокую синклинали и антиклинальную складки, соответственно именуемые Саксаганской синклинали и Саксаганской антиклиналью. Они опрокинуты на восток с падением осевых поверхностей на запад под углами  $35-60^\circ$ . Шарниры складок имеют общее северное склонение под углом  $12-15^\circ$  с выполаживанием на отдельных участках до горизонтального и даже обратного, южного. По западному борту синклинали проходит крупное нарушение, именуемое Саксаганским надвигом, по которому породы антиклинали надвинуты на породы, слагающие синклинали. Погружение синклинали в северном направлении привело к выходу на поверхность пород, слагающих ядро складки, в стратиграфической последовательности с юга на север.

Основной продуктивной толщей района являются тонкопелосчатые железистые роговики и джеспилиты и, частично, хлоритовые и биотито-хлоритовые сланцы IV, V и VI горизонтов железорудной свиты. Подавляющее большинство рудных залежей района приурочено к породам Саксаганской синклинали, тогда как железистые породы, образующие антиклинальную часть структуры, не имеют сколько-нибудь существенного оруденения. Наиболее интенсивное оруденение пород наблюдается у самого замыкания синклинали с постепенным, хотя и очень прихотливым, уменьшением его вверх по крыльям складки (рис. 5).

#### СТРУКТУРА И МОРФОЛОГИЯ РУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Рудные залежи, расположенные на крыльях синклинали, составляют основную массу железных руд как Саксаганского района, так и всего бассейна. Падение их в общем согласное

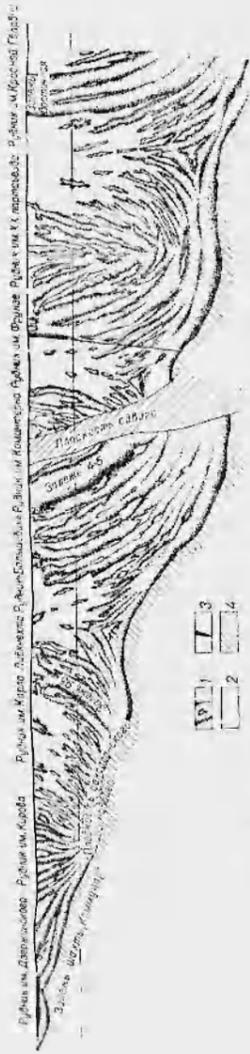


Рис. 5. Схема распространения залежей в Сахалинской синклинали.  
 1 — железные руды, 2 — железистые роговики и джеспалиты, 3 — лимонитовые залежи, 4 — хлорито-серпентиновые сланцы.

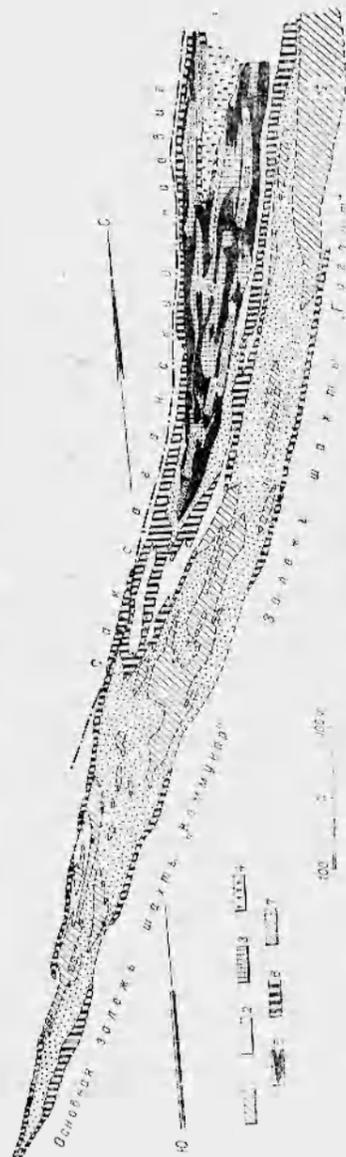


Рис. 6. Шарирная залежь. Геологический план горизонта 100 м рудника им. Дзержинского.  
 1 — сланцы хлоритовые и гетито-хлоритовые, 2 — роговики гетито-тематито-мартиновые, 3 — джеспалиты и мартиновые роговики, 4 — роговики и хлоритовые сланцы с кристаллами маргита, 5 — руды гетито-гетитовые, 6 — руды гетито-тематито-мартиновые, 7 — руды мартиновые.

с падением пород. Рудные столбы с глубиной имеют общую тенденцию к расширению и у шарнира Саксаганской синклинали соединяются вместе, образуя крупные шарнирные залежи. Вследствие этого на рудниках, расположенных в южной части района, наблюдается слияние шести—восьми залежей в две-три, с общей площадью последних, значительно превышающей суммарную площадь залежей, известную на горизонтах.

Изучение рудных месторождений Саксаганского района позволило выделить следующие морфологические разновидности рудных залежей:

01 *Шарнирная залежь* располагается в ядре Саксаганской синклинали. Имеет в плане форму остроугольного треугольника с удлиненным окончанием книзу и расширением кверху, где она переходит в рудные столбы. Шарнирная залежь полого, согласно с шарниром синклинали погружается в северном направлении, вероятно, проходит вдоль всего Саксаганского района (рис. 6).

*Рудные столбы* имеют примерно изометричное горизонтальное сечение или, что чаще, длина их измеряется полуторной или двойной мощностью. Они встречаются самостоятельно или в виде ближайших спутников около мощных пластовых залежей. Иногда они являются ответвлениями от шарнирных залежей и обычно характеризуются более или менее постоянной площадью, длиной и мощностью (на ближайших трех-четырёх горизонтах). Залежи этого типа составляют около 60% общего числа залежей района (рис. 7).

*Пластовые залежи* представляют собой очень мощные рудные тела, тянущиеся по простиранию на 200—500 и даже 800 м при мощности 10—40 м. Отношение мощности к длине меняется от 1:10 до 1:30. Обычно эти залежи маритовых руд приурочены к V железистому горизонту, оруденевшему почти полностью от висячего до лежащего боков. Такие залежи уходят на глубину многих сотен метров, обладают высоким постоянством контуров на различных горизонтах, почти всегда располагаются в центре месторождения и являются основными залежами на руднике (рис. 8). Площади таких залежей измеряются десятками тысяч квадратных метров. Пластовые залежи составляют около 20% общего числа залежей.

*Штокообразные залежи* характеризуются очень сложной формой, имеют непостоянную площадь, меняющуюся с горизонтом. Очень часто внутри таких залежей появляются пустоты, а также ответвления в виде рукавов или ветвящихся тел. Встречаются они довольно часто как сателлиты — спутники пластовых залежей или рудных столбов на флангах месторождения (рис. 9).

*Рудные гнезда* представляют собой маломощные залежи чаще неопределенной формы и в большинстве случаев не имеющие значительного распространения на глубину. Раз-

меры их невелики и измеряются несколькими десятками или единицами метров. Встречаются как спутники крупных рудных тел, реже самостоятельно (рис. 10).

Кроме выделенных морфологических типов залежей, многие рудные тела обладают промежуточной характеристикой, образуя как бы непрерывный ряд от рудных гнезд до пластовых залежей.

Текстура рудных залежей определяется тем, что в подавляющем большинстве случаев в руде сохраняется полосчатость, переходящая из вмещающих джеспилитов или железистых роговиков. Полосчатость в рудных залежах обычно нарушена, часто образует пологие изгибы слоев, мелкую складчатость или очень тонкую пloyчатость. Изгибами прослоев вызвано образование сети трещиноватости, грубого и тонкого кливажа растяжения. Тонкий кливаж растяжения представляет собой густую сеть трещиноватости нескольких направлений, которая возникла при межпластовых движениях в кварцевом или полурудном прослое. Грубый кливаж — более развитая трещиноватость, захватившая не один прослой, а группу их.

Выделяются два основных типа структур рудных залежей: плоскопараллельный и складчатый.

Плоскопараллельные структуры характерны преимущественно для крупных пластообразных тел или мощных рудных столбов. Полосчатость в этих рудах хорошо прослеживается вследствие различной окраски слоев. Падение и простираие полосчатости сохраняется тем же, что и во вмещающих породах. Только местами наблюдаются мелкие открытые складки симметричного и асимметричного вида с шириной складок 20—50 см. Они встречаются редко и больше всего у лежачего или висячего бока рудоносного горизонта. Примером плоскопараллельной структуры может являться залежь 95 рудника им. К. Либкнехта. Наиболее важным элементом структу-

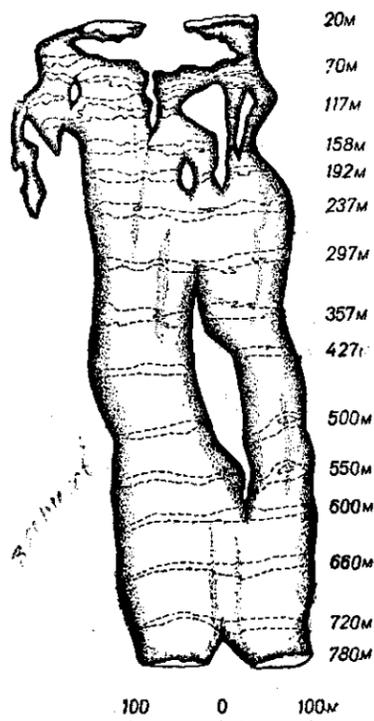


Рис. 7. Рудный столб. Блок-диаграмма залежи Основной 95 рудника им. К. Либкнехта.

ры здесь следует считать пологие поперечные изгибы слоев и тонкую трещиноватость. Пологие поперечные изгибы прослежены в ряде крупных залежей рудников им. К. Либкнехта, им. Октябрьской революции и др.

Складчатый тип структур среди мартитовых и мартито-гематитовых руд для столбообразных залежей и рудных гнезд обычный. В них почти всегда видна сложная, преимущественно поперечная к слоистости складчатость различных форм

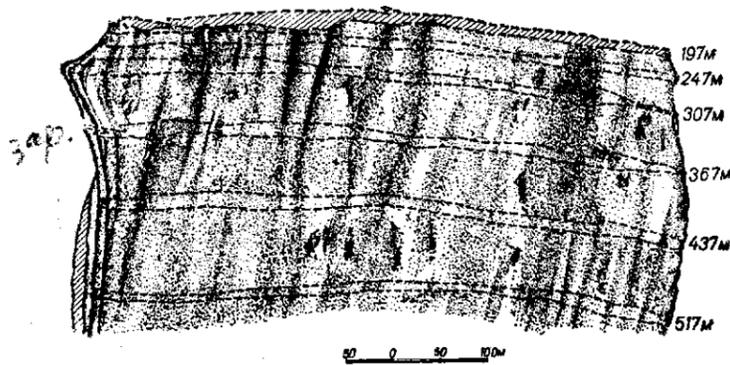


Рис. 8. Пластовая залежь. Блок-диаграмма залежи 4—5 рудника им. Октябрьской революции.

и размеров. Формы складок чаще всего симметричные или асимметричные, реже ломаные или килевидные. Правильная отдельно взятая складка или изгиб слоев является лишь фрагментом более широкой дисгармоничной складчатости. На более широком обнажении выявляется несколько крупных и чаще всего сложных изгибов слоев, которые в свою очередь смяты в более мелкие складки разных размеров, резко меняющихся от слоя к слою и создающих общую дисгармонию смятия. Слои при такой складчатости описывают причудливые узоры, а поверхности напластования имеют бугорчатое, часто куполовидное или желобообразное строение. Из вмещающих пород слоистость переходит в руду; здесь она сразу приобретает волнистость, а затем и более сложные изгибы.

Рудоносность или насыщенность залежами различных горизонтов железорудной формации неодинакова и меняется в очень широких пределах. Подавляющее количество залежей расположено среди железистых роговиков и джеспилитов, и лишь 1—2% залежей встречено среди хлоритовых сланцев и безрудных роговиков IV и V сланцевых горизонтов. Коэффициент оруденения всей Саксаганской полосы железистых пород равен 0,04, однако для различных горизонтов и их частей коэффициент оруденения меняется от 0 до 0,8—0,9.

Наибольшее количество залежей располагается в V железистом горизонте, или в так называемой основной полосе джеспилитов. Этот горизонт представлен джеспилитами с шириной рудных и полурудных прослоев не более 2—3 мм. Содержание железа в нем редко бывает ниже 40%. Суммарная площадь рудных залежей этого горизонта составляет 68% общей рудной площади Саксаганского района (без рудника им. Дзержинского). Коэффициент оруденения для V железистого горизонта, выраженный отношением рудной площади к общей площади горизонта, равен 0,14. Для различных рудников он меняется следующим образом:

Для рудника им. Дзержинского	— 0,32
• • им. Артема	— 0,37
• • им. К. Либкнехта	— 0,20
• • «Большевик»	— 0,45
• • им. Октябрьской революции	— 0,78
• • им. XX партсъезда	— 0,13
• • им. Красной Гвардии	— 0,12

Между рудниками им. Артема и им. К. Либкнехта, им. К. Либкнехта и «Большевик», им. Фрунзе и им. XX партсъезда, им. XX партсъезда и им. Красной Гвардии V горизонт не содержит рудных залежей.

Из приведенного отчетливо видна большая неравномерность оруденения этого горизонта по простиранию, причем оруденения чередуются с участками совершенно неоруденевшими, образуя прерывистые цепи рудных залежей.

Коэффициент оруденения VI железистого горизонта равен 0,024. Рудные залежи этого горизонта составляют 26,4% общей рудной площади района. Оруденение пород этого горизонта также неодинаково. Интенсивность его оруденения повышается в тех же местах, где и V железистого горизонта. Скопления рудных залежей здесь также постоянно чередуются с безрудными или слабооруденелыми участками. Такая закономерность хорошо прослеживается на всем протяжении Саксаганского района и, по-

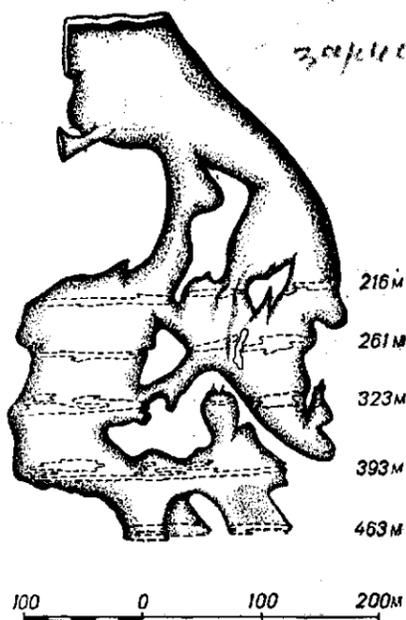


Рис. 9. Штокообразная залежь. Блок-диаграмма залежи 2 рудника «Большевик».

видному, вызвана теми же тектоническими причинами, что и для V горизонта. Нельзя не указать на то обстоятельство, что железистые роговики и джеспилиты VI горизонта являются более грубополосчатыми и всегда содержат меньше железа, чем V горизонт. Кроме рудных и полурудных прослоев, из которых состоят тонкополосчатые джеспилиты V горизонта, здесь

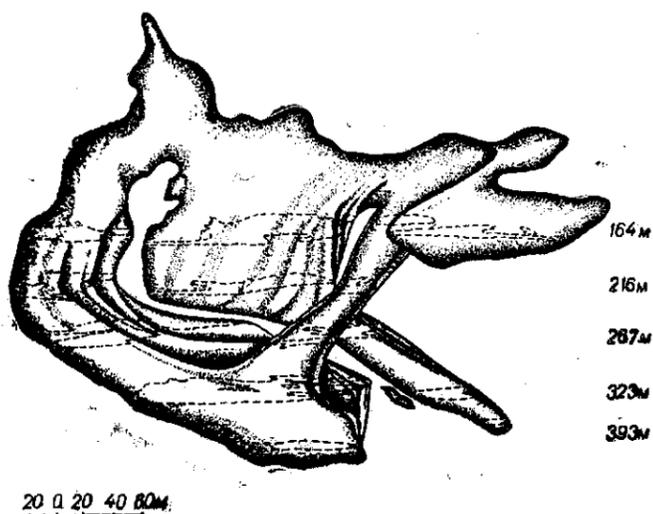


Рис. 10. Блок-диаграмма залежи 4—6 рудника «Большевик».

очень широко развиты безрудные — кварцевые прослои, которые снижают содержание железа в породе до 33—35%. Ширина прослоев измеряется уже 3—7 мм, а иногда достигает 10 мм. Эти свойства пород VI горизонта, по-видимому, имели существенное влияние на интенсивность оруденения. Относительно слабую интенсивность оруденения имеет VII железистый горизонт.

Особый интерес представляет IV железистый горизонт, который в отличие от других на рудниках им. Дзержинского и им. Кирова представлен хлорито-магнетитовыми роговиками. Севернее, на руднике им. К. Либкнехта, в нем появляются пачки хлоритового и хлорито-серицитового сланца, мощность и количество которых с продвижением на север увеличивается, и уже на руднике им. Октябрьской революции этот горизонт сменяется сланцами. Столбообразные залежи гематито-мартитовых руд этого горизонта, встреченные на руднике им. Артема, на глубине сменяются мощными шарнирными залежами. На руднике им. Дзержинского коэффициент оруденения этого горизонта в отдельных местах достигает 0,8—0,9. Мощные шарнирные залежи по крыльям синклинали переходят в пластообразные и затем в рудные столбы.

Сланцевые горизонты подвержены оруденению главным образом на участке замыкания синклинали. Например, оруденение V сланцевого горизонта весьма интенсивное. В нем размещены отдельные залежи гетито-гематитовой руды, которые у шарнира синклинали сливаются с шарнирной залежью.

Таким образом, по коэффициентам оруденения железистороговиковых и сланцевых горизонтов отчетливо наблюдается прерывистость и непостоянство их оруденения (табл. 4).

Таблица 4

Рудник	I и II жел. гор.	IV сл. гор.	IV жел. гор.	V сл. гор.	V жел. гор.	VI жел. гор.	VII жел. гор.
им. Держинского . . . . .	—	0,028	0,494	0,674	0,325	0,019	—
им. Артема . . . . .	—	—	0,001	—	0,378	0,016	—
им. К. Либкнехта . . . . .	—	—	—	—	0,208	0,022	—
„Большевик“ . . . . .	0,04	—	—	—	0,456	0,029	—
им. Октябрьской революции	0,095	—	—	—	0,781	0,015	—
им. Фрунзе . . . . .	0,080	—	—	—	0,128	0,023	—
им. XX партсъезда . . . . .	—	—	—	—	0,138	0,087	0,009
им. Красной Гвардии . . . . .	—	—	—	—	0,118	0,027	0,006
им. Ленина . . . . .	—	—	—	—	0,259	0,025	—
Средний коэффициент оруденения по горизонтам	0,011	0,007	0,011	0,087	0,14	0,024	0,002

Средний коэффициент оруденения железорудной свиты в Саксаганском районе — 0,04.

Примечание: жел. гор. — железистый горизонт, сл. гор. — сланцевый горизонт.

Так, в южной части Саксаганской полосы, на замыкании синклинали (на руднике им. Держинского), в результате интенсивного оруденения, не только роговико-железистых пород, но и сланцевых горизонтов образовалась одна мощная шарнирная залежь.

На руднике им. Артема прослеживаются две продольные цепи рудных залежей, приуроченные к V и VI железистым горизонтам, разделенные мощной толщей безрудных роговиков.

Северная часть Саксаганской синклинали структуры, от рудника им. Фрунзе до рудника им. Ленина, отличается более сложным строением Саксаганской синклинали, в которой широко развиты верхние железистые горизонты (VI, VII). Продольная цепь рудных залежей образуется здесь в VII горизонте, которая вместе с залежами V и VI горизонтов составляет попе-

речные зоны или пояса, из которых каждый ограничен с севера и юга безрудными перерывами.

На руднике им. Ленина рудные залежи располагаются в VI горизонте в виде трех цепей залежей, приуроченных к полосам джеспилитов, разделенных малорудными гетито-гематитовыми или гетито-гематито-мартитовыми роговиками.

По простиранию цепей наблюдается попеременное сгущение и разрежение залежей, сказывающееся не в одном горизонте, а во всех или почти во всех одновременно. Вследствие такого явления образовались поперечные пояса оруденения, прослеживающиеся в двух, трех или иногда в четырех соседних железистых горизонтах, разделенные безрудными участками.

От рудника им. Дзержинского на юге до рудника им. Ленина на севере вдоль всей Саксаганской полосы в плане хорошо фиксируются следующие шесть узлов, или поперечных поясов оруденения, разделенных значительными неоруденевшими участками: пояс рудников им. Дзержинского и им. Артема, рудника им. К. Либкнехта, рудников «Большевик», им. Октябрьской революции и им. Фрунзе, рудника им. XX партсъезда, рудника им. Красной Гвардии и, наконец, рудника им. Ленина.

Участки, разделяющие указанные рудные пояса, в некоторых случаях имеют небольшое количество рудных гнезд, однако степень оруденения пород в их пределах остается ничтожной (рис. 5).

Рудный пояс рудников им. Дзержинского и им. Артема, как уже указывалось выше, располагается у синклинального замыкания пород IV, V и VI горизонтов железорудной свиты (рис. 11).

Рудные залежи рудника им. Дзержинского представлены в южной части мощной залежью шахты «Коммунар», выполняющей ядро синклинали, и в северной — многочисленными пластообразными и столбообразными залежами шахт «Гигант» и им. Ворошилова. Шарнирная залежь шахты «Коммунар» погружается в северном направлении под углом 12—14° и строго подчинена замыканию железистых роговиков IV железистого горизонта, образующего здесь ядро Саксаганской синклинали. Погружение столбовидных залежей северной части рудника более крутое и обычно достигает 45 и даже 50°. Эти залежи на верхних горизонтах образуют ряд сложных, разобщенных между собою рудных столбов, которые с погружением вниз соединяются в более мощные залежи и затем вливаются в шарнирную залежь.

Залежь представлена гетито-гематито-мартитовыми рудами в магнетито-хлоритовых роговиках IV железистого горизонта, а также гетито-гематитовыми рудами, образовавшимися за счет сланцев IV и V сланцевых горизонтов. Роговики IV горизонта здесь почти полностью оруденели и сохранились лишь в виде отдельных включений.

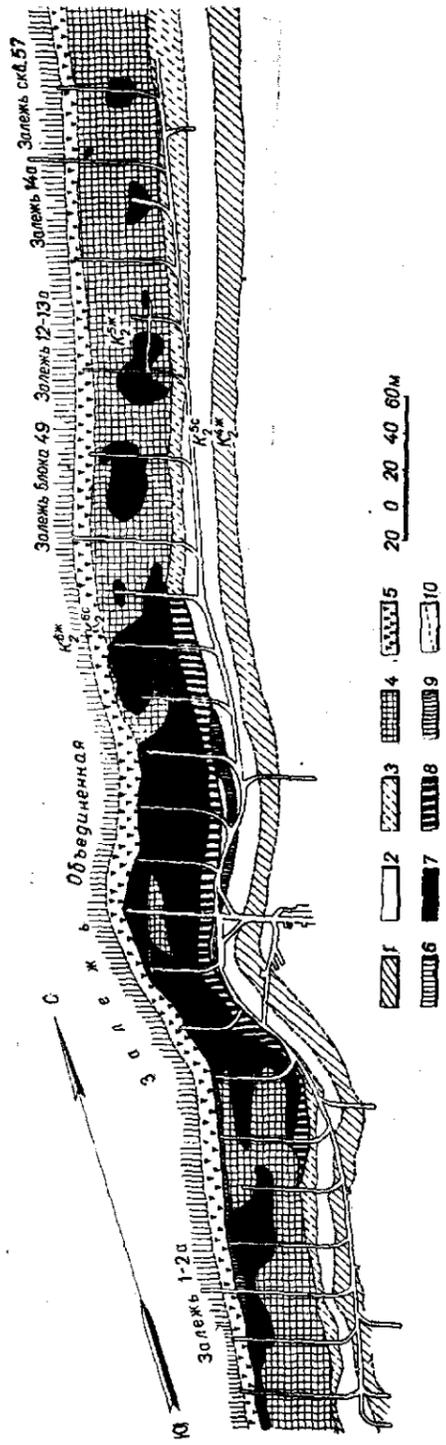


Рис. 11. План рудных залежей рудника им. Кирова, горизонт 220 м.

1 — роговики магнетито-хлоритовые, 2 — сланцы хлоритовые и гетито-хлоритовые, 3 — роговики хлорито-мартитовые и гетито-мартитовые, 4 — джесилиты, 5 — роговики и сланцы с кристаллами мартита, 6 — роговики мартитовые, 7 — руды мартитовые, 8 — руды гетито-гематито-мартитовые, 9 — руды гетито-гематитовые, 10 — контакты между горизонтами.

Месторождение рудника им. Артема (см. рис. 11), дополняющее собой описываемый рудный узел, отличается развитием однокрылой синклинали, западная часть которой срезана Саксаганским надвигом. Залежи располагаются в IV, V и VI железистых горизонтах. Они имеют господствующее погружение на юг, при этом залежи северной части месторождения погружаются более полого, чем центральные или южные. В центральной части поля располагается основная, или главная залежь, которая образовалась в результате слияния ряда мелких залежей, известных на верхних горизонтах. Структуру месторождения определяет флексурный изгиб пород. Последний охватывает пласт джеспилитов V горизонта, частично выражен в роговиках IV и почти не сказался на породах VI горизонта.

Главная залежь рудника располагается на участке флексурного изгиба и вместе с ним круто, под углом около  $70^\circ$ , погружается на юг, навстречу залежам месторождения Дзержинского рудника. Слоистость в руде повторяет флексурный изгиб и, кроме того, образует дополнительную сложную поперечную складчатость. На северо-запад погружаются складки, расположенные южнее флексурного изгиба, и на юго-запад, встреченные севернее его. Поперечная складчатость возникает спорадически и в общем согласуется с флексурным изгибом пластов. В остальной части залежи, не затронутой поперечной складчатостью, наблюдается слоистость, не имеющая повторных изгибов. Мелкие залежи являются спутниками главной залежи и располагаются цепочкой по простиранию пласта, южнее и севернее ее.

Таким образом, рудные залежи этого рудного пояса приурочены к двум морфологически разным структурам — ядру Саксаганской синклинали и антиклинальному флексурному изгибу на ее крыле. При этом породы ядра синклинали почти полностью оруденели.

*см* В рудном поясе рудника им. К. Либкнехта в отличие от флексурной структуры пород рудника им. Артема наблюдается пологий поперечный антиклинальный изгиб пород крыла Саксаганской синклинали, с которым связана деформация слоистости с возникновением складчатости и обильной тонкой трещиноватости.

Рудные залежи этого пояса располагаются двумя цепями, приуроченными к V и VI железистым горизонтам. Джеспилиты V горизонта включают залежь 95, а также залежь карьера 5 и залежь шахты им. Петровского. Залежь 95 занимает центральное положение на руднике. Она приурочена к поперечному антиклинальному изгибу пласта джеспилитов. Длина изгиба по простиранию или ширина складок достигает 600 м, высота ее около 25—35 м. Все остальные залежи являются спутниками или сателлитами, размещающимися на флангах главной залежи, на участках затухания антиклинального изгиба пород.

Структура залежи 95 преимущественно плоскопараллельная. Складчатость наблюдается только на границе джеспилитов и гетито-гематитовых роговиков с прослоями хлоритовых сланцев. Залежь имеет крутое южное склонение с углом около  $75^\circ$ . В VI железистом горизонте залежи образуют вторую параллельную цепь, располагаясь в непосредственной близости к лежащему боку этого горизонта. Действительно, несмотря на 250 м мощность VI железистого горизонта, только самая восточная часть его в пределах 100—130 м содержит залежи богатых руд. Последние вытянуты цепочкой с юга на север и отличаются большим непостоянством контуров и площадей. Склонение залежей VI горизонта устанавливается очень трудно из-за сложности форм, однако в общем оно не согласуется с крутым южным склонением V горизонта. Полосчатость в руде обычно сильно осложнена поперечными изгибами и образует причудливые узоры дисгармоничной складчатости.

**Рудный пояс рудников «Большевик», им. Октябрьской революции и им. Фрунзе** в геологоструктурном отношении характеризуется большой сложностью и относится к центральному участку Саксаганского района.

Рудные залежи этих трех рудников образуют цепи, не имеющие значительных неоруденевших перерывов. При этом перерыв в оруденении пород располагается к югу от них до рудника им. К. Либкнехта и к северу — до рудника им. XX партсъезда.

В пределах этого рудного пояса отчетливо прослеживаются три цепи рудных залежей, приуроченные к II, V и VI железистым горизонтам.

Цепь рудных залежей II железистого горизонта в пределах этих рудников составлена несколькими мелкими залежами.

Вдоль V железистого горизонта вытягивается вторая, наиболее густая, цепь рудных залежей.

Третья цепь располагается в железистых роговиках и джеспилитах VI горизонта и представлена значительно меньшим количеством залежей. Рудные залежи здесь располагаются непосредственно у восточной границы горизонта в пределах первых 50—70 м, несмотря на трехсотметровую его мощность. Исключение составляют залежи рудника им. Фрунзе, которые располагаются в виде густой цепи вдоль западной границы.

Рудные залежи, расположенные в джеспилитах V и II железистых горизонтов, по морфологическим особенностям относятся к рудным столбам. Рудные залежи VI горизонта в подавляющем большинстве случаев представлены штокообразными телами.

Центральное место в рассматриваемом рудном поясе принадлежит залежи 4-95 рудника им. Октябрьской революции. Она охватывает полностью всю полосу джеспилитов V горизонта, в значительной степени роговики и сланцы лежащего бока и почти полностью роговики с кристаллами маршита, разделяющие

V и VI железистые горизонты. Падение залежи  $50-55^\circ$  на запад. Склонение на верхних горизонтах крутое северное, ниже выполаживается до  $60-70^\circ$  того же направления. Складчатость развита главным образом вблизи границ залежей с вмещающими породами. Внутренняя часть залежи нескладчатая, имеет почти везде волнистую плоскопараллельную структуру, лишь иногда нарушенную более или менее резкими поперечными изгибами с амплитудой 5—10 см. Основная залежь 4—5 приурочена к наиболее ярко выраженному поперечному изгибу V железистого горизонта, который сказывается также и на восточной части джеспилитов VI горизонта. Длина изгиба равна длине всего рудного поля рудника им. Октябрьской революции, высота его около 75—100 м. Южнее и севернее прослеживаются менее значительные изгибы пластов и к ним также приурочены рудные залежи, образующие спутники главной залежи. Главной залежи 4—5 в VI горизонте соответствует параллельная залежь 8, которая также занимает участок наибольшего изгиба вмещающих пород. На север и юг от этой залежи на самом ближайшем расстоянии от восточной границы с вмещающими породами располагаются более мелкие рудные тела. Последние обычно размещаются напротив залежей V горизонта и приурочены к тем же поперечным изгибам пород.

Интенсивность оруденения различных горизонтов самая различная. Рудные залежи V горизонта джеспилитов содержат около 80% всех запасов этих трех рудников. Коэффициент оруденения различных горизонтов железистых пород в пределах рудника им. Октябрьской революции характеризуется следующими величинами: I и II горизонтов — 0,17, V горизонта — 0,78, VI сланцевого горизонта — 0,07 и VI железистого горизонта — 0,04.

Севернее и южнее, на рудниках им. Фрунзе и «Большевик», прослеживаются менее значительные залежи, приуроченные и к менее выраженным поперечным изгибам. Эти изгибы как бы отражают затухание интенсивности деформации пород с соответствующим ему ослаблением оруденения.

**Рудный пояс рудника им. XX партсъезда** с севера и юга отделен неоруденевшими породами. Это месторождение отличается большим количеством рудных залежей и малыми их размерами. Из них около 40% относится к V железистому горизонту и 60% к VI (рис. 12). Коэффициент оруденения V горизонта — 0,14, VI — 0,08.

Кроме основных рудных залежей, известны мелкие рудные гнезда и залежи-спутники. Рудные залежи образуют две отчетливо выраженные цепи, приуроченные к джеспилитам V и VI горизонтов.

Цепь рудных залежей V железистого горизонта образована десятью залежами. Вторая цепь залежей располагается в восточной, приконтактной, полосе VI железистого горизонта.

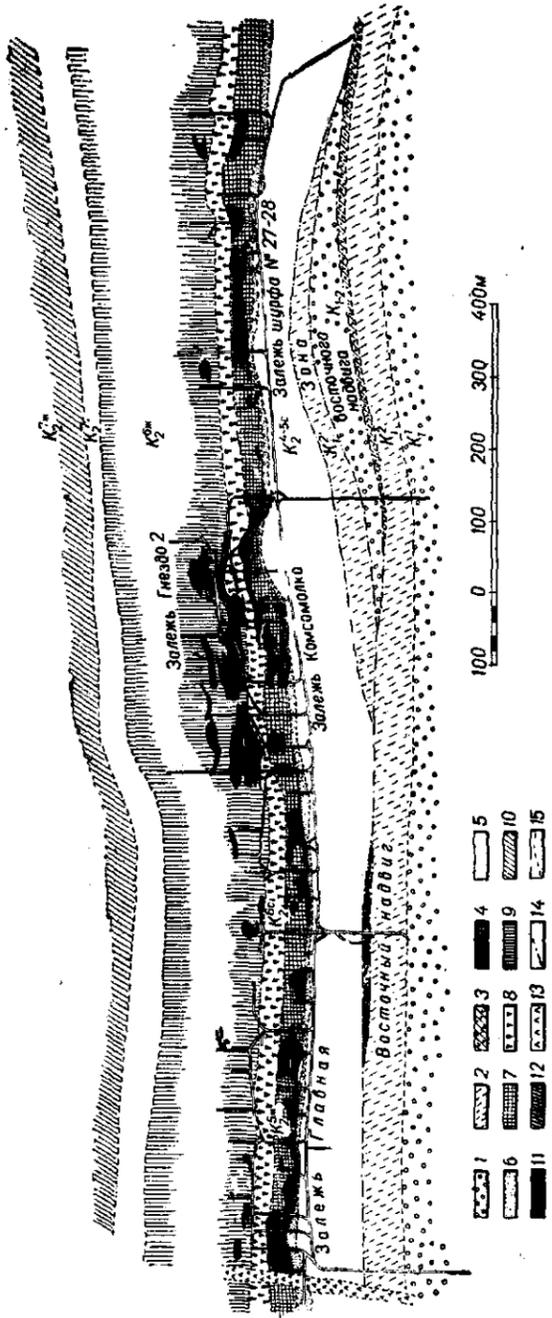


Рис. 12. План рудных залежей рудника им. XX партсъезда; горизонт 270 м.

1 — породы аркозового горизонта ( $K_1^1$ ), 2 — породы филлитового горизонта ( $K_1^2$ ), 3 — породы талькового горизонта ( $K_1-2$ ), 4 — породы первого железистого горизонта (?) ( $K_2^1$ ), 5 — сланцы, 6 — гетито-гематитовые роговики и окисленные сланцы ( $K_2^2$ ), 7 — железистые роговики ( $K_2^3$ ), 8 — гетито-гематитовые роговики и сланцы с кристаллами маргита ( $K_2^4$ ), 9 — железистые роговики ( $K_2^5$ ), 10 — железистые роговики ( $K_2^6$ ), 11 — руды мармитовые, 12 — руды гетито-гематитовые, 13 — диабазы, 14 — тектонические контакты, 15 — стратиграфические контакты.

Западнее располагаются еще несколько мелких залежей, не образующих сколько-нибудь выраженной цепи.

Рудные залежи, расположенные в джеспилитах V горизонта, по морфологическим данным, чаще всего относятся к разряду рудных столбов, удлинённых согласно с простиранием пород. Располагаются они преимущественно у восточной или западной границ джеспилитов. Во многих случаях рудные залежи распространяются не только среди джеспилитов, но и среди приконтактных магнетито-силикатных роговиков и даже хлоритовых сланцев или силикатных роговиков с кристаллами маршита. В таких случаях образуется комплексная залежь маршитовых руд V и VI горизонтов, средняя часть которой представлена гетито-гематитовыми рудами.

С юга и до середины поля месторождения все залежи имеют северное склонение, остальные залежи, расположенные севернее, — южное.

В структурном отношении место изменения склонения характеризуется относительно резким изгибом пород, отразившимся не только на V, но и на VI горизонте. Этот изгиб имеет вид флексурной антиклинальной складки с амплитудой около 100 м, с крутым (85—87°) северным склонением. Южнее и севернее его хорошо прослеживаются относительно мелкие поперечные изгибы пород, по-видимому, вызвавшие деформацию джеспилитов и роговиков, что выразилось в образовании зон складчатости и трещиноватости.

Морфология залежей VI горизонта еще более сложная и чаще всего характеризуется блуждающими столбами или штокообразными залежами. Интересно заметить преимущественно попарное расположение залежей в V и VI горизонтах, т. е. залежи, расположенной в V горизонте соответствует залежь в VI; обе они приурочены к одному и тому же изгибу пород. Неорудневший участок обычно также повторяется в обоих горизонтах. Аналогично рудникам им. Артема, К. Либкнехта и др. здесь отчетливо видна связь кустового или поясового размещения рудных залежей с относительно резким изгибом пород, и рудные залежи строго подчинены флексурному изгибу и многочисленным более мелким поперечным изгибам.

Рудный пояс рудника им. Красной Гвардии в геологоструктурном отношении характеризуется полным развитием V, VI и VII горизонтов. Рудные залежи располагаются с различной густотой в этих же горизонтах. Средний коэффициент оруденения железистых пород всей территории рудника равен 0,023; для различных горизонтов меняется в очень широких пределах: для V железистого горизонта он равен 0,12, для VI — 0,03 и для VII — 0,006.

Все рудные залежи рудника группируются тремя продольными рудными цепями. Две из них, в V и VI горизонтах, очень

густо насыщены залежами и охватывают большинство рудных тел.

Первая, самая восточная, цепь рудных залежей располагается среди джеспилитов V железистого горизонта.

Вторая цепь оруденения, так же как и на других рудниках района преимущественно располагается вдоль восточной части полосы джеспилитов VI горизонта.

Третья цепь залежей представлена тремя рудными гнездами, располагающимися в железистых роговиках VII горизонта. Они образуют цепочку, косо идущую к простиранию вмещающих пород.

Структура пластообразных залежей V горизонта складчатая и плоскопараллельная. Залежи, расположенные в VI и VII горизонтах, имеют форму рудных столбов или штокообразных тел. Склонение залежей крутое, северное. Структура залежей VI и VII горизонтов складчатая и сопровождается обильной трещиноватостью.

Более общих закономерностей, свидетельствующих о связи рудных залежей с крупными структурными формами, здесь установить еще не удалось.

**8-1 Рудный пояс рудника им. Ленина** располагается в самой северной части Саксаганской синклинали. Здесь также хорошо изучены V, VI и VII горизонты железорудной свиты. Они разделены между собой пластами хлоритовых сланцев или безрудных роговиков, образуя почти сплошное поле железистых роговиков шириной свыше 1 км (рис. 13).

Шестой горизонт в свою очередь разделен на пять пачек четырьмя слоями силикатных роговиков.

Важнейшей структурной особенностью этого рудного пояса, определившей интенсивность оруденения и размещения рудных залежей, является крупный антиклинальный флексуроподобный изгиб пород, захвативший V, VI и частично VII горизонты.

Если проследить восточную границу железистых пород V горизонта, то она в пределах рудника описывает относительно пологий изгиб, обращенный выпуклостью на запад. Наряду с общим изгибом пород фиксируются центральный флексурный перегиб с амплитудой около 200 м и многочисленные мелкие поперечные изгибы шириной 50—70 м и высотой до 10—15 м. Флексурный изгиб погружается почти вертикально, обнаруживая некоторое склонение к северу. Образование флексуры, равно как и пологих поперечных изгибов, сопровождалось расслоением пород и возникновением грубой и тонкой трещиноватости. В самом изгибе наблюдается почти сплошное оруденение.

Рудные залежи располагаются прерывистыми цепями среди пяти полос железистых пород, разделенных прослоями силикатных роговиков.

Центральное место на месторождении принадлежит основным залежам карьеров 1,2, занимающим свыше 60% всей рудной

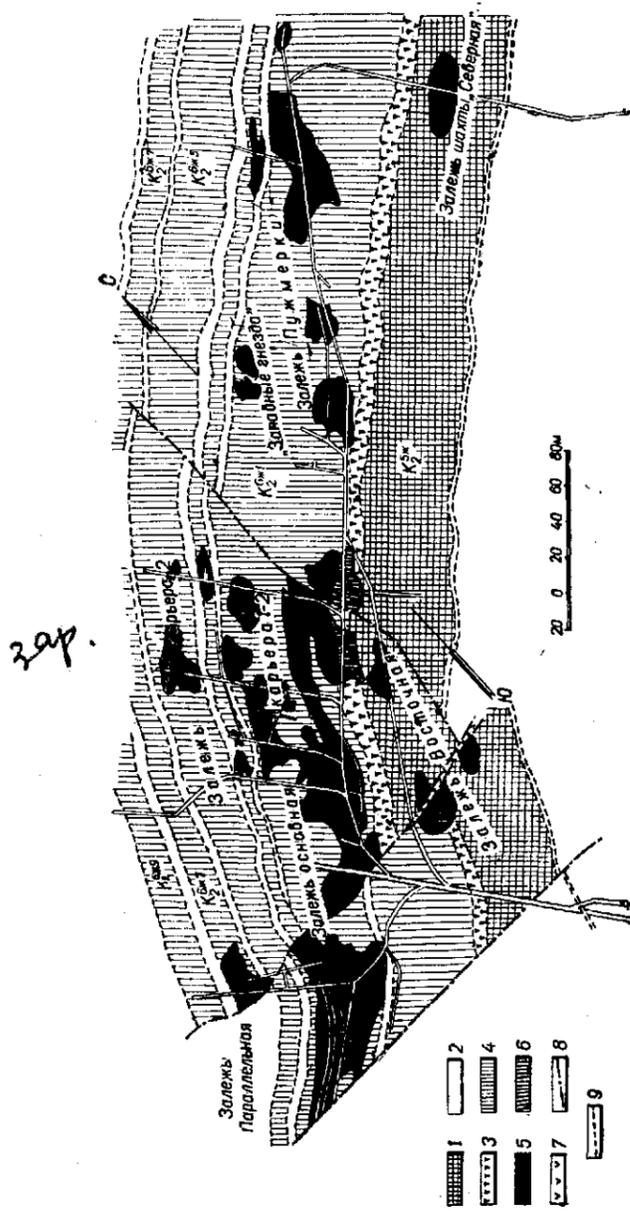


Рис. 13. План рудных залежей рудника им. Ленина, горизонт 267 м.

1 — джеспилиты, 2 — прослой гетито-гематитовых и гетито-гематито-мартитовых роговиков, 3 — гетито-гематитовые роговики с кристаллами маршита, 4 — роговики мартитовые, 5 — руды мартитовые, 6 — руды гетито-гематитовые, 7 — джабба-зы, 8 — тектонические контакты, 9 — стратиграфические контакты.

площади. Эти залежи приурочены к флексурному изгибу пород. Западнее их, при переходах в следующие полосы джеспилитов, количество залежей и их размеры сокращаются, по-видимому, в связи с постепенным уменьшением влияния флексурного изгиба.

В морфологическом отношении залежи рудника им. Ленина относятся к разряду рудных столбов. Контуры горизонтального сечения их весьма изменчивы, очень часто имеют лоскутообразную или пятнистую форму. Склонение залежей крутое северное, изменяется от 70 до 85°. Структура складчатая или складчато-трещиноватая. В руде хорошо видны мелкие складки или плейчатость, среди которых выделяются четыре разновидности складок, отличающиеся различным направлением погружения шарниров.

Сравнивая структуру месторождения и размещение рудных залежей рудника им. Ленина с другими участками бассейна, без затруднения найдем подобие им на рудниках им. Артема, им. XX партсъезда и несколько в меньшей степени на руднике «Большевик».

Поперечные пояса рудных залежей, как это показано выше, приурочены к участкам нарушения плоскопараллельного залегания одного или нескольких пластов роговиков и джеспилитов в виде пологих изгибов или флексур. Эти изгибы в сущности представляют собой пологие поперечные складки шириной от 100 до 1000 м, высотой до 100 м. Они обычно сопровождаются меньшими изгибами, также пологими, несущими рудные залежи. Такие изгибы хорошо изучены на рудниках им. Артема, им. К. Либкнехта и им. Октябрьской революции.

Между рудниками, где отсутствуют подобные изгибы пород, на достигнутых глубинах рудные залежи не встречаются. Кроме того, на рудниках им. Дзержинского и им. Артема по густой сети буровых скважин и горных выработок отчетливо устанавливается мощная шарнирная залежь, погружающаяся на север в полном соответствии с шарниром Саксаганской синклинали. Таким образом, выявляются два типа рудоносных структур: шарнир Саксаганской синклинали и поперечные складки на ее крыльях. Первый из них, хорошо изученный на южных рудниках, глубоко опускается вследствие северного погружения и уже на рудниках им. К. Либкнехта и «Большевик» достигает глубины 1500—2000 м. По этой причине вполне вероятно продолжение шарнирной залежи вдоль всего Саксаганского района в таком виде, как это установлено на рудниках им. Дзержинского и им. Артема. Подтверждением этой схемы является встреча скв. 5690 на глубине свыше 1000 м мощной рудной залежи на промежутке между рудниками им. Артема и им. К. Либкнехта.

Рудные залежи, разведанные и разрабатываемые в настоящее время всеми шахтами, начиная от рудника им. Артема,

подчинены второму типу рудоносных структур, т. е. поперечным складкам.

Рассмотрение структуры пород и размещения залежей в плане совершенно определенно указывает на тесную связь рудных залежей с поперечными пологими складками или флексурными изгибами. Отчетливо выраженные и хорошо изученные флексурные изгибы пластов на рудниках им. Артема, им. XX партсъезда и им. Ленина, пологие складки на руднике им. Октябрьской революции у залежи 4—5, «Большевик» у залежей 1—10 и 2, им. К. Либкнехта у залежи 95 не оставляют сомнения в тесной связи с ними рудных залежей.

Также чрезвычайно важным вопросом является установление причин столь неодинаковой интенсивности оруденения различных горизонтов железистых и сланцевых пород.

В самом деле, железистые роговики и джеспилиты I, II, а также VI и VII горизонтов в структурно-морфологическом отношении являются совершенно аналогичными. Содержание в них железа также изменяется в небольших пределах и равно обычно 30—37%.

Коэффициенты же оруденения этих горизонтов совершенно различны. Более того, один и тот же горизонт на разных участках имеет совершенно иную степень оруденения. Так, I и II горизонты на протяжении около 20 км от б. Галаховой на юге и до рудника «Большевик» на севере не содержат ни одной залежи, во всяком случае до глубины 200—250 м.

В пределах же рудников «Большевик», им. Октябрьской революции и им. Фрунзе в этих горизонтах встречены более или менее значительные залежи, несомненно имеющие промышленное значение.

На всем протяжении от рудника им. Артема до рудника им. Ленина VI железистый горизонт содержит в своем составе большое количество рудных залежей. Последние в подавляющем большинстве размещаются в восточной части горизонта в пределах первых 80—100 м при общей мощности его, достигающей 300 м. Большая, западная часть пласта сколько-нибудь значительных рудных залежей не содержит, за исключением рудника им. Фрунзе.

Чрезвычайно интенсивно оруденели джеспилиты V горизонта. На большинстве рудников подавляющее количество залежей и рудных площадей относится именно к этому горизонту. Коэффициент оруденения этого горизонта достигает местами 80—90%. Однако это только в пределах описанных выше рудных поясов.

За пределами рудника по простиранию горизонта оруденение его снижается до нуля. Совершенно аналогичная картина наблюдается и с восточной частью VI горизонта, которая интенсивно оруденела в пределах рудных поясов и не содержит рудных залежей в промежутках между ними. Приведенные примеры

убедительно иллюстрируют неравномерность оруденения различных пород и различных частей железистых горизонтов.

Можно ли это объяснить структурой, минеральным составом или содержанием железа в исходной породе?

Действительно, первичный состав породы, в частности характер полосчатости, механические свойства пород, а также содержание железа в породе до процесса оруденения, безусловно, имели свое значение при образовании железных руд. Однако эти причины не главные, не определяющие. В самом деле, разве полосчатость, состав, физические свойства или содержание железа изменились в джеспилитах V горизонта при переходе, скажем, от рудника им. Октябрьской революции на территорию рудника им. Фрунзе, или в промежутке между последним и рудником им. XX партсъезда?

Все это в джеспилитах сохраняется, однако на руднике им. Октябрьской революции джеспилиты почти полностью превращены в руду, а на указанных выше участках рудных залежей не содержат.

В чем же состоит главная причина, вызывающая оруденение пород?

*Главной причиной, вызывающей оруденение пород на участке пласта или суммы пластов является тектоническая подготовка пород, состоящая в образовании складчатости, пористости и тонкой трещиноватости.*

Тонкая трещиноватость, возникавшая при образовании складок, резко повысила проницаемость пород, которая явилась необходимым условием для образования богатых железных руд.

Таким образом, рудные залежи в Саксаганском районе пространственно и морфологически тесно связаны с поперечными складчато-трещинными деформациями и практически не встречаются среди нескладчатых пород.

#### **НЕКОТОРЫЕ ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛЬНОМУ СОСТАВУ РУД**

В связи с завершением больших работ по изучению геологии Криворожского бассейна получены новые данные по минеральному составу различных типов руд, имеющие прямое отношение к рассматриваемому вопросу в настоящей работе.

Кроме известных и широко развитых в Саксаганском районе мартитовых и так называемых «краско»-мартитовых и «красковых» руд, встречены плотные магнетито-мартитовые и магнетитовые руды. Кроме того, в последнее время изучен минеральный состав «красковых» руд, имеющих важное значение для понимания рудообразующих процессов.

*Магнетитовые руды образуют залежь Северную шахты 5 рудника им. Фрунзе и небольшое рудное гнездо на горизонте 527 м рудника им. Ленина. Залежь Северная расположена*

среди магнетитовых роговиков IV железистого горизонта, в антиклинальной части Саксаганской полосы.

У поверхности, до глубины 250—280 м, эти руды в различной степени мартитизированы, а затем переходят в силикатно-магнетитовые, гематито-магнетитовые или карбонатно-магнетитовые руды.

Главным рудным минералом является магнетит, который образует полиэдрические сростки, скопления и сплошные массы. В сплошных магнетитовых массах отдельные зерна выделяются с трудом, особенно если руда совершенно свежая, не окисленная.

В крупнозернистых неполосчатых рудах магнетит находится в виде блоков («зерен»), разделенных тонкими трещинками кливажа, обычно выполненными нерудными минералами. Блоки не имеют правильной формы, размеры их часто превышают 6—7 мм в поперечнике. В отдельных аншлифах заметно, что блоки состоят из зерен магнетита размером 0,1—0,4 мм (табл. III, А).

В окисленных участках также выявляется внутренняя структура магнетитовых сростков, блоков и сплошных масс, так как мартитизация часто захватывает только отдельные зерна, размеры которых не превышают 0,2—0,4 мм. При более высокой степени мартитизации видно, что казавшаяся сплошной масса состоит из отдельных изометричных зерен. Содержание магнетита в неокисленных рудах достигает 80—85%, но обычно всегда находится некоторое количество мартита (1—5%).

Гематит — обычная составная часть этих руд, которые было бы правильнее называть гематито-магнетитовыми. Среднее содержание гематита — 15% с изменениями от 1—2 до 25—30%. В некоторых аншлифах гематита нет.

Выделяются по меньшей мере три генерации гематита. Гематит первой генерации представлен очень мелкими чешуйками и листочками, напоминающими гематит из полурудных прослоев железистых пород (табл. III, Б). Как и в породах, гематит первой генерации слагает тонкие прослои, которые обуславливают наличие более или менее четко выраженной полосчатости в рудах. Эти прослои не всегда выдержаны по простиранию, часто прерываются, выклиниваются или образуют раздувы, линзы. В незначительном количестве этот гематит встречается и в рудных прослоях, а именно там, где руда была сильно смята. Мощность существенно гематитовых прослоев редко превышает 1—2 мм, в местах перегибов и раздувов — 5—6 мм. Размеры отдельных листочков порядка 0,02 × 0,04 мм и менее. Отличительная особенность этого гематита, кроме размеров зерен, — неправильная форма листочков с угловатыми краями. Правильные пластинки и таблички наблюдаются сравнительно редко. Гематит в прослоях образует спутанноволокнистые агрегаты, реже решетчатые структуры. Листочки гематита, как правило, ориентированы удлинением по полосчатости руды, хо-

тя это заметно только при скрещенных николях, когда все пластинки, слагающие прослой, угасают почти одновременно.

Гематит второй генерации образует пластинки и таблички, располагающиеся как в магнетитовых, так и гематитовых прослоях среди гематита первой генерации. Иногда значительные скопления гематита второй генерации наблюдаются на контакте магнетитовых и кварцевых прослоев в бедных рудах. В магнетитовых прослоях этот гематит находится между зернами и сростками магнетита, а также между разорванными блоками в сплошных рудных прослоях (табл. IV, А). Крупные сростки магнетита нередко обрастают пластинчатым гематитом. Гематит второй генерации отличается более крупными размерами — отдельные пластинки имеют в среднем толщину 0,02—0,1 мм, длину — 0,05—0,2 мм, а в разрывах магнетитовых прослоев до 0,3—0,4 мм. Встречаются и более мелкие пластинки и иглы, но они отличаются от гематита первой генерации правильной пластинчатой формой и ровными гранями. В гематите второй генерации часто наблюдаются тонкие двойники, особенно в крупных пластинках.

Гематит второй генерации расположен без определенной четкой ориентировки в одном направлении. Вытянуты по полосчатости лишь пластинки, находящиеся на контактах магнетитовых прослоев. Гематит второй генерации в полурудных прослоях сечет основную мелкозернистую массу гематита первой генерации и нередко образует пучки, розетки или снопы.

В промежутках между магнетитовыми блоками в рудных прослоях гематит расположен перпендикулярно или под углом к данной поверхности разрыва прослоя, причем отдельные пластинки гематита ориентированы взаимопараллельно (иногда так же ориентированы вытянутые кристаллы кварца или хлорита, выполняющие шейки растяжения).

Гематит третьей генерации образует крупные вытянутые пластинки и иглы (железная слюдка), которые выполняют секущие и реже послойные жилы, а также трещины кливажа в магнетитовых рудах (табл. IV, Б). Мощность жилок от нескольких миллиметров до 5—10 см. Отдельные пластинки железной слюдки при толщине 0,02—0,2 мм имеют длину до 5—6 мм и нередко тянутся через весь аншлиф. Часто встречаются полого изогнутые пластинки, огибающие различные неровности стенок трещины. В скрещенных николях все пластинки угасают вместе, гематит ясно анизотропный с прекрасно выраженными тонкими двойниками. В большинстве пластинок наблюдаются две системы двойников, образующих угол до 90°. Контакт жилок, выполненных гематитом третьей генерации, с магнетитом и гематитами ранних генераций всегда резкий; иногда по этим трещинам проходили микроподвижки и железная слюдка была перетерта. Наблюдаются смещения двойников и в самих пластинках, однако ни в одном случае не наблюдалось образования псевдожелезной слюдки за счет расщепления магнетита.

Все три генерации гематита широко представлены в магнетитовых рудах горизонта 280 м шахты 5. Наиболее распространен гематит второй генерации, особенно в неполосчатых рудах, и гематит первой генерации; гематит третьей генерации встречается значительно реже. Руды этой залежи разведаны скважинами до глубины 700—800 м, с глубиной состав руд несколько меняется, появляются карбонатно-магнетитовые руды, но и в них выделяется несколько генераций гематита.

В ряде скважин наблюдается процесс частичного замещения гематита третьей генерации (железной слюдки) магнетитом — образуется мушкетовит. Мушкетовит развивается в виде удлиненных неправильных пятен размером 0,015—0,050 мм, которые располагаются преимущественно у концов гематитовых пластинок. Нацело замещенных магнетитом пластинок нет, в них всегда сохраняются окна реликтового гематита.

В незначительном количестве в магнетитовых рудах встречаются сульфиды — пирит и халькопирит, очень редко пирротин.

Пирит образует мелкие неправильные зерна латунно-желтого цвета, рассеянные среди рудной массы, иногда даже в крупных магнетитовых зернах. В большем количестве пирит встречается вместе с гематитом второй генерации у контакта рудных и полурудных прослоев, а также вместе с гематитом третьей генерации в жилах. Скопления пирита встречаются преимущественно в сильно перемятых рудах. В карбонатных породах у контакта с рудной залежью пирит развивается по карбонату, цементируя зерна последнего.

Халькопирит образует мельчайшие включения в магнетите (до 0,05 мм) и отдельные зерна неправильной формы с неровными краями.

Пирротин встречен в магнетитовой руде с примесью карбоната. Пирротин образует мелкие зерна (0,03—0,08 мм) кремового цвета, анизотропен.

Из нерудных минералов главную роль играют хлориты, мусковит (серицит) и кварц; в незначительном количестве встречаются биотит, амфиболы, хлоритонд, карбонаты, плагиоклазы (в зонах альбитизации), турмалин, апатит, циркон.

Кварц встречается главным образом в рудах, находящихся непосредственно у контакта с железистыми роговиками, центральная часть залежи сложена силикатно-магнетитовыми рудами без кварца или с реликтами его, почти нацело замещенными хлоритом или мусковитом. Кварц образует неправильные, изометричные или удлиненные зерна, иногда с волнистым угасанием. Эти зерна аналогичны по своей структуре кварцу из рудных прослоев железистых роговиков. Размеры отдельных зерен порядка 0,05—0,10 мм. В бедных рудах встречаются тонкие прослойки и линзы, сложенные роговиковым кварцем с микрогранобластовой структурой.

Хлориты распространены очень широко. В значительной

части руд хлориты являются основными нерудными минералами, содержание которых достигает 10—15%.

Выделяются две разновидности хлорита — прохлорит и пеннин.

Прохлорит образует листочки, чешуйки, спутанноволокнистые агрегаты, вытянутые пластинки. Размеры отдельных листочков изменяются от  $0,01 \times 0,02$  до  $0,06 \times 0,3$  мм в крупнозернистых рудах. Хлорит бесцветный или окрашен в бледно-зеленый цвет, плеохроизм не заметен; угасание почти прямое, удлинение отрицательное.

Пеннин в обычных магнетитовых рудах встречается сравнительно редко; он образует мелкие чешуйки, расположенные среди прохлорита. Характеризуется прямым угасанием, положительным удлинением, заметным плеохроизмом.

Мусковит — обычная составная часть руд. Наряду с хлоритом мусковит заполняет промежутки между сростками магнетита, нередко разъедая и замещая последний. Кроме листочков и чешуек, слагающих сплошную массу с лепидобластовой структурой, встречаются правильные пластинки с совершенной спайностью. Размеры крупных пластинок достигают  $0,2 \times 0,6$  мм.

Биотит, хлоритоид и турмалин, а также акцессорные минералы обычно приурочены к сланцевым прослоям в рудах.

Магнетитовые руды полностью сохраняют текстурные и структурные особенности вмещающих железистых роговиков и в первую очередь тонкую полосчатость, обусловленную чередованием магнетитовых и силикатно-гематитовых прослоев (табл. V, А).

Плотные мартитовые и гематито-мартитовые руды встречены на рудниках им. Ленина, им. Красной Гвардии, им. XX партсъезда, им. Артема и во многих других местах. Они образуют самостоятельные залежи среди джеспилитов, но чаще встречаются в тесном сочетании с рыхлыми рудами (табл. V, Б).

Руды в сравнении с джеспилитами обогащены рудными минералами приблизительно в два раза при соответствующем обеднении их кварцем (табл. 5).

Главными минералами этих руд являются мартит (60—70%), гематит (5—15%) и кварц (25—30%). В меньших количествах встречены реликтовый магнетит, который встречается в количестве 1—3%, каолинит, карбонат и гидроокислы железа. Внешне это очень плотные, полосчатого сложения руды, пористость которых не превышает 2—4%, т. е. такая же, как и вмещающих пород.

Мартит слагает основную массу руд. Для мартита характерна простая изометричная форма зерен, унаследованная им от магнетита. В прозрачных и полированных шлифах мартит имеет квадратные, ромбические, правильные треугольные и дру-

Таблица 5

Компонент	Джеспилит			Плотные железные руды				
	Содержание, %	Молекулярное количество	Молекулярное отношение	Минеральный состав, %	Содержание, %	Молекулярное количество	Молекулярное отношение	Минеральный состав, %
FeO ....	3,5	5	1	Магнетит—5	2,2	3	1	Магнетит—4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ...	59,7	40	8	Гематит+ мартит—35	82,3	51	17	Мартит+ гематит—64
SiO <sub>2</sub> ....	36,3	60	12	Кварц—60	14,2	23	8	Кварц—32
Сумма	99,5				98,7			

гие изометричные или близкие к ним сечения, по которым габитус зерен устанавливается как октаэдрический. Размеры зерен минерала изменяются в пределах 0,2—0,5 мм, составляя в среднем 0,3—0,4 мм.

Мартит отличается сложной структурой, являющейся результатом неравномерного замещения магнетита и, как следствие этого, — плохой полируемостью в отличие от других кристаллических разновидностей гематита. В зернах мартита всегда находятся в большом количестве чешуйки железного блеска размером 0,016—0,08 мм. Повсеместно в рудах отмечается обрастание мартита мелкотаблитчатым гематитом. Мартит встречается главным образом в удлиненных сростках (цепочках) длиной от долей до 3 мм, ориентированных нередко перпендикулярно к полосчатости. Значительно реже встречаются агрегаты несросшихся, разобщенных зерен почти всегда с хорошо выраженными кристаллическими формами. Индивидуализированные правильные кристаллы мартита встречаются среди мелких его сростков, от которых они резко отличаются четкими прямолинейными очертаниями и размерами, нередко достигающими 0,8 мм, создавая порфиробластовую структуру.

Гематит встречен трех различных генераций. Наиболее ранняя, первая генерация этого минерала представлена тонкодисперсным гематитом, который образовался одновременно с вмещающими породами. Доказательством является то, что гематит размещается внутри кварцевых зерен роговиковых прослоев, придавая этим прослоям красную окраску различной интенсивности.

Вторая генерация рассматриваемого минерала представлена мелкотаблитчатой его разновидностью. Мелкотаблитчатый гематит в форме идиоморфных табличек встречается в сросшихся сетчатых агрегатах. Гематит второй генерации часто обрастает мартит, образуя звездчатые формы. Таблички гематита отличаются исключительной чистотой полированной

поверхности, не содержат включений других минералов и в большинстве случаев идиоморфны. Размеры табличек гематита в сростках в среднем 0,05—0,07 мм, двойниковая структура наблюдается в очень редких случаях. Наиболее совершенные кристаллографические очертания индивидуализированные таблички гематита имеют в рудах и наименее правильные у контакта роговиков с рудой.

К третьей генерации гематита отнесена крупночешуйчатая разновидность этого минерала, который выполняет мельчайшие трещины в роговиковых прослоях, образуя секущие жилообразные выделения. Количество гематита этой генерации в руде ничтожно. Эта разновидность железного блеска почти всегда имеет двойниковую структуру, неправильную лапчатую, удлиненную форму и очень часто содержит включения хорошо ограненных кристаллов кварца размером в сотые и тысячные доли миллиметра.

Первичным минералом руд является *магнетит*. Реликтовый характер этого минерала в рудах не вызывает сомнений. Он встречается в виде остаточных зерен в мартите, размеры которых зависят от степени окисления и изменяются от 0,001 до 0,1 и даже 0,3 в некоторых разновидностях плотных кварцево-мартитовых руд. В начальную стадию окисления магнетита образуются четко выраженные петельчатые структуры мартита по магнетиту. Мартитизация всегда начинается с периферии и неравномерно проникает внутрь зерна, создавая крайне неправильные, часто причудливые реликтовые формы. Содержание магнетита в рудах небольшое (несколько процентов).

Наиболее распространенный нерудный минерал в рудах — *кварц*, представленный двумя разновидностями. К первой разновидности относится роговиковый кварц, слагающий роговиковые прослои в породах и изредка встречающийся в виде остаточных скоплений в рудах. Для этого кварца характерны равномерная зернистость с размерами зерен 0,02—0,06 мм и типичная роговиковая структура скоплений его зерен. Особенность его — наличие в зернах рассеянных мельчайших чешуек гематита, которые придают кварцевым прослоям красный цвет различной интенсивности. В рудах роговиковый кварц встречается очень редко. На контакте пород с рудой иногда наблюдается перекристаллизация роговикового кварца в кварц второй генерации. Перекристаллизация выражается в образовании более крупнозернистого, почти чистого (без включений рудных минералов) кварца. Размеры зерен — 0,2—0,3 мм и нередко достигают до 1 мм. Форма зерен часто неправильная с зазубренными очертаниями.

Изредка можно наблюдать характерные сечения зерен кварца.

В приконтактных участках роговиковых прослоев появляются отдельные чистые кристаллы кварца размером 0,05—0,1 мм призматического габитуса. Часто можно видеть, как в процессе

роста монокристаллы кварца отжимают к периферии таблички железного блеска. Вследствие этого вокруг таких монокристаллов кварца создаются своеобразные ореолы сгущений гематита.

Кроме явлений частичной перекристаллизации роговикового кварца, в этих рудах, как уже говорилось, отчетливо устанавливается новообразование тонкокристаллического гематита. Процесс этот начинается с появления мельчайших крупинок кристаллического вещества, вокруг которых в дальнейшем происходит образование мелкотабличчатого гематита с размерами 0,01—0,03 мм.

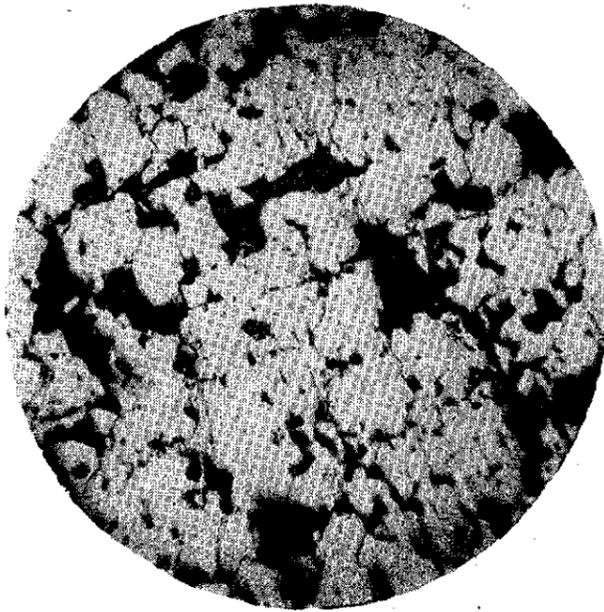
*Пористые мартитовые и гематито-мартитовые руды* слагают основную массу рудных залежей района. По своему минеральному составу они ничем не отличаются от плотных гематито-мартитовых руд. Здесь также основные рудные минералы — мартит и мелкотабличчатый гематит, соотношение которых изменяется в очень широких пределах. Кроме мартита и мелкотабличчатого гематита, в виде единичных зерен содержится реликтовый магнетит и крупночешуйчатый гематит с двойниковой структурой. В руде отчетливо устанавливается чередование полос, сложенных мелкозернистым гематитом с более крупнозернистыми полосами мартитового состава.

Основным отличием минерального состава пористых мартитовых руд от плотных является почти полное отсутствие в них кварца. Содержание железа в наиболее чистых рыхлых рудах изменяется в пределах 65—69%. В остальном же эти руды совершенно неотличимы от плотных гематито-мартитовых руд.

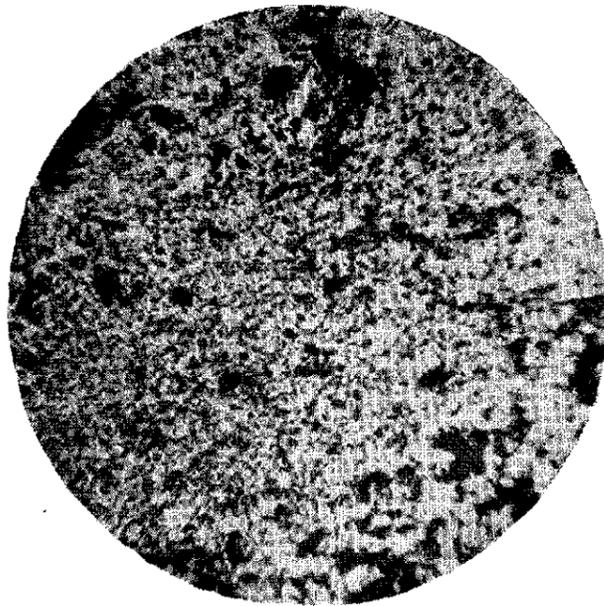
*Плотные гематито- и лепидокрокито-мартитовые руды* встречаются в виде отдельных гнезд и карманов в верхних частях залежей рыхлых мартитовых руд. На руднике им. Ленина эти руды известны в лежачем боку залежи Основной карьера 1, горизонта 387 м шахты им. Орджоникидзе. Внешне это очень крепкие, массивные руды. Они состоят из мартита, мелкотабличчатого и крупночешуйчатого гематита с подчиненным количеством гетита, лепидокрокита, гидрогетита, а иногда и сидерита. Структура неяснополосчатая, трудно различимая. Ниже горизонта 387 м эти руды не встречены.

*Плотные сидерито-мартитовые руды* встречаются очень редко и не имеют самостоятельного промышленного значения. Достоверно они установлены в том же месте, где и лепидокрокито-мартитовые руды, на руднике им. Ленина. В минералогическом отношении от описанных руд они отличаются тем, что цементирующий минерал здесь — сидерит, содержание которого достигает 25—30%. Руды плотные, массивной текстуры, и в отличие от лепидокрокито-мартитовых в них отчетливо видна полосчатость, обусловленная чередованием темно-серых и серых полос, состоящих соответственно из мартита и гематита, сцементированных сидеритом. Руды эти установлены среди рыхлых мартитовых руд в виде небольших полос или останцов изометричной формы

ТАБЛИЦА III



А



Б

А — руда магнетитовая; белое — магнетит, черное — нерудные минералы; аншлиф,  $\times 70$ .  
Б — гематит первой генерации в гематито-магнетитовой руде; белое — гематит, черное — нерудные минералы; аншлиф,  $\times 70$ .

роста монокристаллы кварца отжимают к периферии таблички железного блеска. Вследствие этого вокруг таких монокристаллов кварца создаются своеобразные ореолы сгущений гематита.

Кроме явлений частичной перекристаллизации роговикового кварца, в этих рудах, как уже говорилось, отчетливо устанавливается новообразование тонкокристаллического гематита. Процесс этот начинается с появления мельчайших крупинок кристаллического вещества, вокруг которых в дальнейшем происходит образование мелкотаблитчатого гематита с размерами 0,01—0,03 мм.

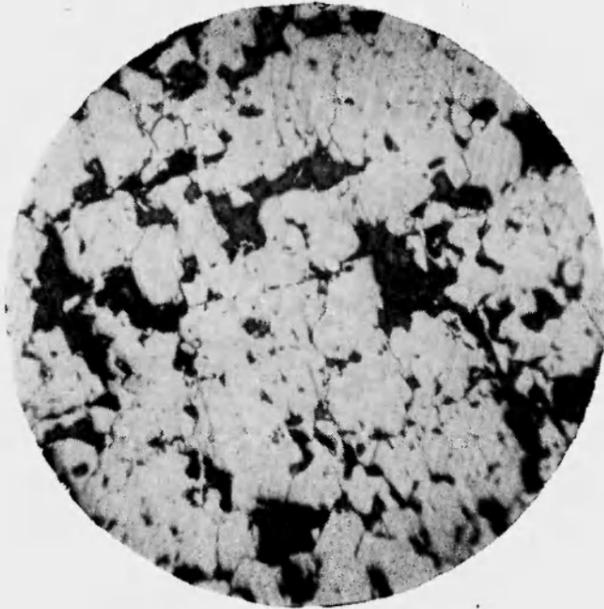
*Пористые мартитовые и гематито-мартитовые руды* слагают основную массу рудных залежей района. По своему минеральному составу они ничем не отличаются от плотных гематито-мартитовых руд. Здесь также основные рудные минералы — мартит и мелкотаблитчатый гематит, соотношение которых изменяется в очень широких пределах. Кроме мартита и мелкотаблитчатого гематита, в виде единичных зерен содержится реликтовый магнетит и крупночешуйчатый гематит с двойниковой структурой. В руде отчетливо устанавливается чередование полос, сложенных мелкозернистым гематитом с более крупнозернистыми полосами мартитового состава.

Основным отличием минерального состава пористых мартитовых руд от плотных является почти полное отсутствие в них кварца. Содержание железа в наиболее чистых рыхлых рудах изменяется в пределах 65—69%. В остальном же эти руды совершенно неотличимы от плотных гематито-мартитовых руд.

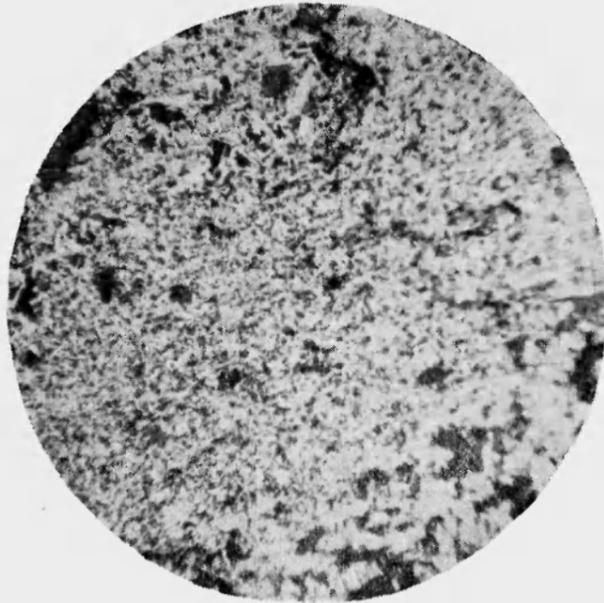
*Плотные гематито- и лепидокрокито-мартитовые руды* встречаются в виде отдельных гнезд и карманов в верхних частях залежей рыхлых мартитовых руд. На руднике им. Ленина эти руды известны в лежачем боку залежи Основной карьера 1, горизонта 387 м шахты им. Орджоникидзе. Внешне это очень крепкие, массивные руды. Они состоят из мартита, мелкотаблитчатого и крупночешуйчатого гематита с подчиненным количеством гетита, лепидокрокита, гидрогетита, а иногда и сидерита. Структура неяснополосчатая, трудно различимая. Ниже горизонта 387 м эти руды не встречены.

*Плотные сидерито-мартитовые руды* встречаются очень редко и не имеют самостоятельного промышленного значения. Достоверно они установлены в том же месте, где и лепидокрокито-мартитовые руды, на руднике им. Ленина. В минералогическом отношении от описанных руд они отличаются тем, что цементирующий минерал здесь — сидерит, содержание которого достигает 25—30%. Руды плотные, массивной текстуры, и в отличие от лепидокрокито-мартитовых в них отчетливо видна полосчатость, обусловленная чередованием темно-серых и серых полос, состоящих соответственно из мартита и гематита, сцементированных сидеритом. Руды эти установлены среди рыхлых мартитовых руд в виде небольших полос или останцов изометричной формы

ТАБЛИЦА III



А



Б

А — руда магнетитовая; белое — магнетит, черное —  
нерудные минералы; аншлиф,  $\times 70$ .  
Б — гематит первой генерации в гематито-магнети-  
товой руде; белое — гематит, черное — нерудные  
минералы; аншлиф,  $\times 70$ .

ТАБЛИЦА IV



А



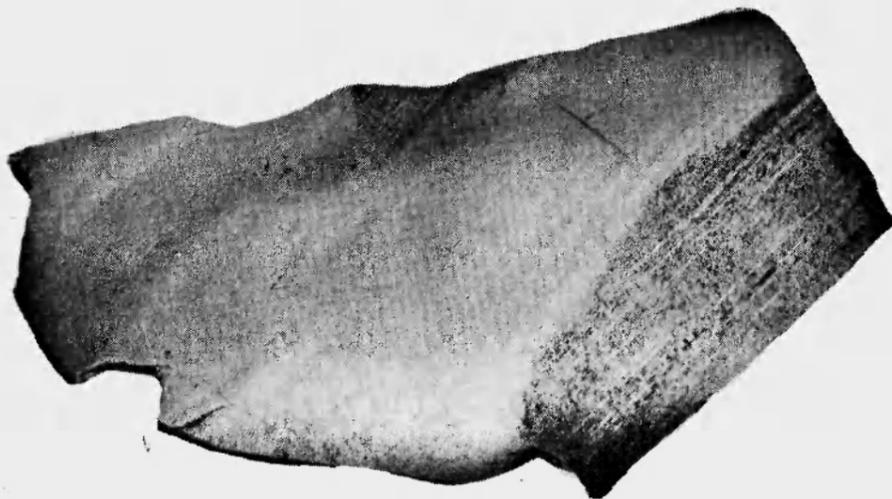
Б

А — гематито-магнетитовая руда; белое — гематит второй генерации, серое — магнетит, черное — нерудные минералы и поры; аншлиф,  $\times 70$ .  
Б — гематит третьей генерации (железная слюдка) из прожилка, секущего магнетитовую руду; белое — гематит, темно-серое — кварц; аншлиф,  $\times 70$ .

ТАБЛИЦА V

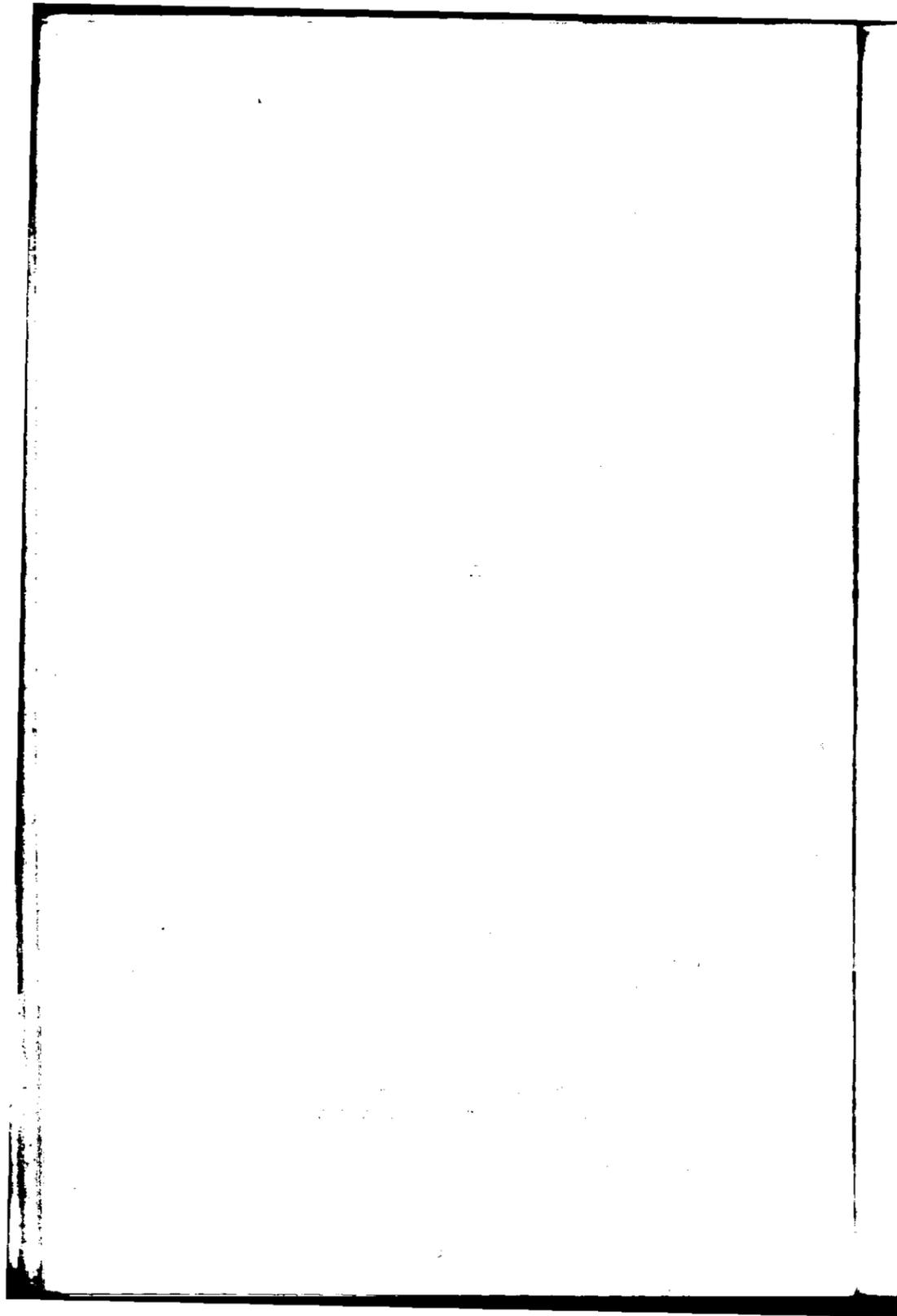


А



Б

А — магнетитовая руда полосчатой текстуры, рудник им. Ленина; аншлиф, нат. вел.  
Б — контакт плотной и пористой гематито-мартитовой руды; светлое — плотная руда, темно-серое — пористая руда.



с размерами до 15—20 см в поперечнике. На более глубоких горизонтах эти руды также не встречены.

«Шелестухи» или выщелоченные джеспилиты образуются преимущественно среди богатых железом джеспилитов при выносе кремнезема. «Шелестухи» часто дают значительные залежи и нередко добываются самостоятельно или попутно с богатыми рудами. Размещаются они в большинстве случаев в виде прерывистых и сложной формы бордюров вокруг залежей богатых руд или составляют самостоятельные рудные тела преимущественно на выходах железистых пород на поверхность.

В минералогическом отношении эти руды резко отличаются от плотных и рыхлых маритовых руд. Отличие это заключается в том, что в них почти не встречается гематит второй генерации, который является одним из основных минералов богатых маритовых руд. «Шелестухи» отличаются от плотных и рыхлых маритовых руд и по текстуре. Для них характерна плоскопараллельная или сложноскладчатая полосчатость, совершенно такая же, как и во вмещающих породах.

На контакте «шелестух» с роговиками или джеспилитами никогда не наблюдается изменения характера полосчатости, типичного для богатых магнетитовых и маритовых руд. Ширина рудных и роговиковых (кварцевых) полос не меняется при переходе из джеспилитов или роговиков в руду. Изменения наблюдаются только в безрудных или полурудных прослоях и состоят в том, что породы становятся очень пористыми, затем рыхлыми и в конце концов приобретают сыпучее — мучнистое состояние. Рудные маритовые прослои при этом сохраняют относительную плотность и легко разбираются руками на тончайшие пластиночки.

Глубина распространения этих руд обычно не превышает 300—400 м, хотя в отдельных случаях «шелестухи» известны и на более глубоких горизонтах.

Хотя гетито-гематитовые («красковые») руды и описаны в монографии «Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна» (1957), однако новые данные, полученные в последнее время, побудили нас привести характеристику этих руд.

По сравнению с гематито-маритовыми рудами Криворожского бассейна «красковые», или гетито-гематитовые, руды характеризуются повышенным содержанием глинозема, меньшим объемом и удельным весом, повышенной пористостью и пониженной прочностью.

Все гетито-гематитовые («красковые») руды можно разделить на три разновидности, отличающиеся между собой текстурно-структурными особенностями и химико-минеральным составом, тесно связанным с составом исходных пород, за счет которых образовались эти руды:

- 1) глиноземистые,
- 2) силикатные,
- 3) роговиковые.

Руды первой разновидности образовались из кварцево-сланцев с высоким содержанием глинозема, второй разновидности — из железисто-силикатных сланцев и третьей — из силикатно-железистых и силикатных роговиков.

Продуктивная толща пород в районе распространения этих руд неоднородна и представляет собой переслаивание сланцев с безрудными силикатно-кварцевыми роговиками. Соответственно и залежи этих руд в редких случаях представлены одной из выделенных разновидностей; чаще они встречаются совместно, повторяя чередование исходных пород. Можно лишь говорить о преобладании той или иной их разновидности в залежи или в стратиграфическом горизонте.

1) *Глиноземистые руды* характеризуются сравнительно низким содержанием железа (порядка 35—40%) и высоким содержанием глинозема (14—23%). От сланцев они отличаются только повышенным содержанием железа и значительной пористостью. Резкое увеличение пористости в глиноземистых рудах по сравнению со сланцами является результатом стадийного разложения силикатов и выноса кремнезема и глинозема в процессе рудообразования.

По внешнему виду глиноземистые руды характеризуются красным, буровато-красным, желто-бурым цветом, сланцевой текстурой, низкой крепостью (3—4 по шкале Протодьяконова); они внешне однородны, скрытокристаллические. Средний объемный вес (из 32 определений) — 3,19, удельный вес 4,0, пористость 20—25%, влагоемкость 6,34%.

Химический состав глиноземистых руд приведен в табл. 6.

Таблица 6

Компонент	Проба					
	28-К	696/2731	58-К	33 об.	35 об.	3-Б
SiO <sub>2</sub> . . . .	15,44	19,44	21,72	19,30	18,78	21,76
TiO <sub>2</sub> . . . .	0,12	—	0,08	—	—	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	11,86	17,73	13,49	17,70	18,18	18,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	65,07	56,03	58,69	55,66	56,59	52,66
FeO . . . .	0,71	Следы	0,35	0,45	0,19	Нет
CaO . . . .	0,30	0,18	0,24	0,18	0,08	0,32
MgO . . . .	0,14	0,04	0,18	0,07	0,11	0,20
MnO . . . .	0,03	0,14	0,04	0,04	0,02	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . .	5,88	6,24	5,07	7,08	6,22	6,08
CO <sub>2</sub> . . . .	Нет	—	Нет	—	—	0,44
SO <sub>3</sub> . . . .	0,035	—	0,025	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . .	0,147	—	0,089	—	—	0,13
С у м м а	99,72	99,80	99,97	100,49	100,17	100,13

Проба 28-К — Шахта «Коммунар», горизонт 160 м, орт. 69.  
 " 696/2731 — То же.  
 " 58-К — Шахта им. Кирова, горизонт 220 м, орт. 24 и 36.  
 " 33 об. — Шахта им. 1 Мая, горизонт 100 м, орт. 69.  
 " 35 об. — То же.  
 " 3-Б — Шахта «Коммунар», горизонт 160 м, орт. 39.

Пересчет химических анализов на минеральный состав (вес. %) приведен в табл. 7.

Таблица 7

№ образца	Гематит	Магнетит	Гидраты окиси железа	Итого рудных	Кварц	Каолинит	Другие глинистые	Апатит	Всего
696/2731	54,0	—	2,27	56,27	—	41,27	2,13	—	99,66
Проба 28-К	48,49	2,29	16,69	67,47	1,54	29,95	0,56	0,32	99,84

На кривых нагревания глиноземистых руд (рис. 14) четко выражено два эффекта каолинита: 1) эндотермический — в области температур 575—585°, связанный с выделением конституционной воды. Последнее сопровождается разрушением кристаллической решетки каолинита и образованием аморфных  $Al_2O_3$  и  $SiO_2$ ; 2) экзотермический перелом в температурном интервале 960—980° до настоящего времени еще не нашел своего окончательного объяснения. В литературе существуют разноречивые мнения. Согласно одному из них, происходит кристаллизация аморфного глинозема с выделением тепла; согласно второму мнению, в этом интервале температур происходит образование нового кристаллического вещества (муллита или силлиманита), как результат экзотермической реакции соединения аморфных  $Al_2O_3$  и  $SiO_2$ . Оба эти мнения экспериментально еще недостаточно подтверждены.

Интенсивность проявления указанных эффектов на всех термограммах глиноземистых руд (пробы 3-Б, 6-Б, 28-К) (рис. 14) свидетельствует о значительном содержании каолинита в пробах. Отсутствие тепловых эффектов, связанных с преобразованием рудных минералов, подтверждает вывод о количественном преобладании в пробах гематита. Только на кривой нагревания пробы 28-К имеется эндотермический перелом при температуре 330°, отвечающий выделению кристаллизационной воды, связанной в гетите.

Фазовый химический анализ подтверждает предыдущие выводы о том, что среди рудных минералов глиноземистых руд количественно преобладает гематит и на втором месте стоят гидраты окиси железа.

Результаты фазового анализа пробы приведены в табл. 8.

Результаты гранулометрического анализа глиноземистых руд (пробы 3-Б, 6-Б, 28-К) с последующим изучением фракций приведены в табл. 9.

Состав тонкодисперсной фракции глиноземистых «красковых» руд (меньше 0,005 мм) резко отличается от состава их более крупных фракций. Здесь увеличено содержание окиси магния, кальция, щелочей, уголекислоты, серы, кристаллизацион-

ной воды. По мере увеличения крупности фракций содержание указанных элементов уменьшается. В отличие от «красковых» руд других разновидностей, содержание глинозема в тонкодис-

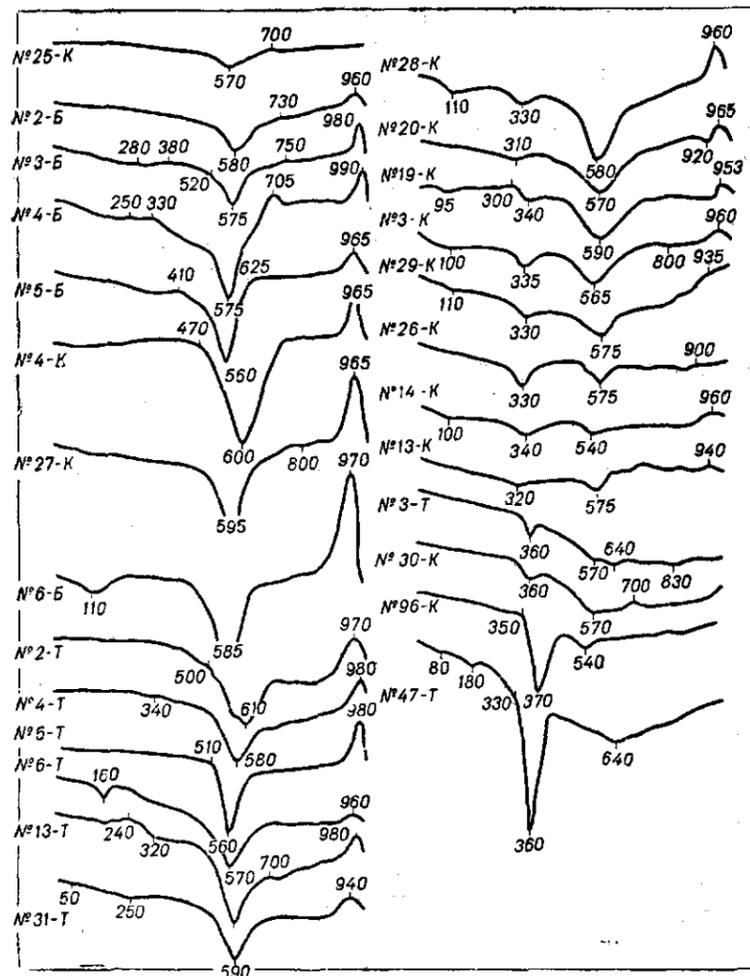


Рис. 14. Дифференциальные кривые нагревания образцов проб гегито-гематитовых руд и вмещающих пород рудников им. Дзержинского и им. Кирова (здесь и дальше данные приведены в градусах).

перной части пробы ниже, чем в более крупных, причем постепенно увеличивается (а не уменьшается!) в сторону последних. Аналогично повышается и содержание кремнекислоты. Это свидетельствует о том, что глинистые минералы не выде-

Таблица 8

Проба	Содержание железа в вес. % от общего содержания в пробе						
	Сидерит	Гетит	Дисперсн. гематит	Гематит	Мартит	Магнетит	Железо общее в пробе
28-К . . . . .	0,20	13,3	17,7	19,6	11,87	Нет	62,67
То же в пересчете на 100%	0,30	21,2	28,2	31,2	19,1	—	100

Таблица 9

Компонент	Проба 3-Б					Проба 6-Б				
	Меньше 0,005 мм	0,005—0,01 мм	0,01—0,05 мм	0,05—0,1 мм	Исходная проба	Меньше 0,005 мм	0,005—0,01 мм	0,01—0,05 мм	0,05—0,1 мм	Исходная проба
SiO <sub>2</sub> . . . . .	18,44	20,76	21,84	21,80	21,76	18,88	23,73	23,88	26,62	23,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	11,90	17,02	19,00	19,09	18,36	14,90	19,54	21,08	22,04	20,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	47,00	54,36	51,81	52,10	52,66	28,90	44,07	43,87	39,51	42,66
FeO . . . . .	Следы	Следы	Следы	Следы	Нет	1,05	0,79	0,72	0,65	0,76
MgO . . . . .	1,52	0,37	0,20	0,15	0,20	4,67	2,23	1,85	1,90	1,71
CaO . . . . .	8,60	0,44	0,24	0,28	0,32	9,48	Нет	Следы	Нет	0,39
MnO . . . . .	Нет	0,07	0,05	0,06	0,06	0,52	0,23	0,18	0,15	0,06
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O . . . . .	Не определялось					2,00	0,30	1,13	0,14	Следы
CO <sub>2</sub> . . . . .	3,43	0,75	0,36	0,30	0,44	5,73	0,16	Нет	Нет	0,44
SO <sub>3</sub> . . . . .	Не определялось					4,44	0,13	0,06	Следы	0,53
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	10,06	5,95	6,42	6,16	6,08	9,52	8,02	7,96	8,44	8,64
Сумма	100,95	99,72	99,92	99,93	99,88	100,09	99,20	99,73	99,45	99,31

лились полностью в тонкодисперсную фракцию, а в агрегатном состоянии распределены примерно равномерно во всех фракциях пробы. Вывод подтверждается оптическими методами исследования и термическим анализом. Легкую фракцию (0,05—0,1 мм) составляет каолинит, импрегнированный дисперсным гематитом. Тяжелая фракция состоит из мартита и мелкокристаллического гематита в тесном прорастании с каолинитом. Здесь преобладает гематит, составляющий примерно 60% тяжелой (больше 2,9 мм) фракции пробы. В шлифах наблюдаются мощные (до 1,0 мм) гнездовидные скопления и прожилки каолинита среди петельчато-сростковой основной рудной массы (табл. VI, А).

2) *Силикатные руды* широко распространены в южной части Саксаганского района на рудниках им. Дзержинского и им. Ар-

тема, где они образуют самостоятельные рудные залежи в IV и V горизонтах, сложенных хлоритовыми и биотитовыми сланцами.

Кроме самостоятельных залежей, руды силикатного типа принимают участие в строении залежей гетито-гематито-марти-товых руд, состоящих из чередующихся марти-товых, гематито-вых, гетито-гематитовых («красковых») прослоев.

Руды по внешнему виду темно-коричневого цвета, плотные, сланцевые, реже полосчатой текстуры, скрытокристаллической структуры. Под бинокляром нередко наблюдается чередование плотных, коричнево-черных рудных прослоев со светло-коричневыми смешанными глинисто-рудными слоями. Первые принадлежат к роговиковому типу, вторые — к силикатному.

Физическая характеристика силикатной разновидности руды приведена в табл. 10.

Таблица 10

Стратигра- фические горизонты	Количе- ство определе- ний	Объем- ный вес	Удель- ный вес	Порис- тость, %	Влаго- емкость, %	Содержа- ние железа (общего), вес. %
IV	37	3,17	4,23	25,10	7,91	57,51
V	95	3,27	4,03	18,85	5,78	56,40

Приведенные данные указывают на их физическую идентичность и независимость от стратиграфического положения. Главную роль здесь играет состав исходных пород, т. е. состав сланцев, за счет оруденения которых образовались руды, а не их место в стратиграфическом разрезе.

Химический состав руд (вес. %) силикатного типа приведен в табл. 11.

Средний минеральный состав руд (вес. %) силикатного типа, определенный на основании минералогических пересчетов химических анализов приведен в табл. 12.

Как и химический, минеральный состав руд силикатного типа различных стратиграфических горизонтов совершенно аналогичен, так как образовались все силикатные руды за счет хлоритовых, хлорито-серицитовых и аспидных сланцев, отличающихся от руд главным образом по содержанию закисного и окисного железа.

Фазовый химический анализ «красковой» руды силикатного типа по распределению железа, связанного с рудными минералами, приведен в табл. 13.

Как и при минералогических пересчетах химических анализов, преобладающим в пробе является гематит. Если молекулярное количество железа, связанное с рудными минералами принять за 100%, то 86% рудных минералов представлено гематитом и мартитом. Результаты фазового анализа вполне

Таблица 11

Компонент	IV сланцевый горизонт			V сланцевый горизонт		
	От	До	Среднее из 28 анализов	От	До	Среднее из 13 анализов
SiO <sub>2</sub> . . .	2,74	11,20	6,07	2,54	10,26	8,27
TiO <sub>2</sub> . . .	0,04	0,08	0,05	0,03	0,05	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .	1,92	10,83	3,83	1,74	10,90	7,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .	70,49	93,94	86,54	75,74	94,21	80,95
FeO . . .	Следы	0,63	0,65	Следы	1,62	0,41
CaO . . .	0,10	0,46	0,13	0,06	0,24	0,20
MgO . . .	0,04	0,36	0,08	Следы	0,20	0,21
MnO . . .	Следы	0,15	0,06	0,01	0,40	0,05
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . .	1,20	6,32	2,97	1,14	9,46	3,44
SO <sub>3</sub> . . .	0,030	0,045	0,034	0,020	0,048	0,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . .	0,098	0,310	0,160	0,108	0,217	0,17
Сумма			100,574			100,84

Таблица 12

Минеральный состав	IV сланцевый горизонт			V сланцевый горизонт		
	От	До	Среднее из 28 анализов	От	До	Среднее из 13 анализов
Гематит . . . . .	56,48	89,33	72,71	54,58	88,81	72,45
Магнетит . . . . .	0,51	2,03	1,19	0,42	3,71	1,50
Ильменит . . . . .	0,08	0,15	0,10	0,05	0,11	0,08
Гидраты . . . . .	3,56	42,16	11,52	3,27	47,20	13,65
Сидерит . . . . .	—	—	—	0,21	1,59	1,05
Итого рудных			85,43			88,73
Кварц . . . . .	0,00	0,48	0,16	0,03	6,95	1,35
Каолинит . . . . .	4,86	20,87	11,65	2,06	21,77	8,93
Силикаты . . . . .	0,30	4,10	0,89	0,08	0,75	0,45
Другие глинистые	1,05	3,92	2,16	0,09	2,70	1,00
Апатит . . . . .	0,13	0,28	0,22	0,11	0,52	0,26
Итого нерудных			15,08			11,99
Сумма			100,51			100,72

согласуются с термическими данными. Кривые нагревания руд силикатного типа показывают тепловые эффекты, приведенные в табл. 14.

Изучение силикатной части руд силикатного типа, отделенной от рудных минералов методом избирательного раство-

Таблица 13

Проба	Содержание железа, вес. % от общего количества						Общее содержание Fe в пробе
	Сидерит	Гетит	Тонко-дисперсный гематит	Гематит	Мартит	Магнетит	
4-Б . . . . .	0,19	7,3	18,4	17,5	11,84	Нет	55,23
То же в пересчете на 100% . . . . .	0,4	13,2	33,3	31,7	21,4	Нет	100

Таблица 14

Проба	Тепловые эффекты, °С						
	эндотермические				экзотермические		
	I	II	III	IV	I	II	
4-Б	—	—	575	—	330	705	990
5-Б	—	—	560	—	410	—	965
35-К	120	—	570	—	310	700	980
55-К	—	—	570	640	330	—	986
29-К	110	330	575	—	—	—	935
3-К	100	335	565	800	—	—	960
96-К	—	370	540	—	—	—	—

рения, только подтверждает предыдущие выводы. Химический состав глинистой части руд силикатного типа приведен в табл. 15.

Таблица 15

Компонент	Проба						
	4-Б	29-К	3-К	25 об.	30 об.	32 об.	34 об.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	50,40	53,60	55,25	50,86	51,34	47,28	52,30
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,12	0,18	0,20	Не определялось			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	36,28	33,12	32,30	34,22	36,56	39,80	34,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,50	0,50	0,50	Не определялось			
CaO . . . . .	Нет	Нет	Нет	Не определялось			
MgO . . . . .	0,14	0,11	0,21	Не определялось			
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	12,70	12,20	12,00	14,92	12,08	13,04	13,10
H <sub>2</sub> O . . . . .	1,40	1,80	2,60	Не определялось			
Сумма	100,14	99,71	100,46	100,01	99,98	100,12	99,92

Пересчет химических анализов на минеральный состав силикатного остатка приведен в табл. 16.

Таблица 16

Проба	Содержание минерала, %				
	Каолинит и гидрослюда	Галлуазит	Шреттерит	Кварц	Сумма
4-Б	92,16	—	0,63	7,21	100
29-К	83,47	4,80	—	11,73	100
3-К	79,08	5,89	—	15,03	100
25 об.	63,68	27,51	—	8,81	100
30 об.	86,25	—	3,50	10,25	100
32 об.	91,48	—	4,42	4,10	100
34 об.	80,16	9,77	—	10,07	100

Гранулометрическое разделение проб руды силикатного типа на фракции различной крупности частиц и их химический анализ даны в табл. 17.

Таблица 17

Компонент	Проба 4-Б					Проба 5-Б				
	Меньше 0,005 мм	0,005—0,01 мм	0,01—0,05 мм	0,05—0,1 мм	Исходная	Меньше 0,005 мм	0,005—0,01 мм	0,01—0,05 мм	0,05—0,1 мм	Исходная
SiO <sub>2</sub> . . . . .	14,22	10,46	6,88	5,32	9,54	16,53	7,45	3,32	3,44	7,60
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,08	0,06	0,07	0,07	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	12,00	9,00	5,18	5,19	7,08	13,37	5,78	0,70	0,87	6,27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	55,60	74,30	83,20	86,29	78,02	51,19	83,07	93,32	91,97	82,26
FeO . . . . .	0,69	0,15	Следы	Следы	Следы	0,82	Следы	Следы	Следы	0,49
CaO . . . . .	4,76	1,04	1,00	0,92	1,20	3,65	Нет	Нет	Нет	0,11
MgO . . . . .	0,88	0,45	0,28	0,26	0,36	1,34	0,33	0,10	0,10	0,24
MnO . . . . .	0,06	0,05	0,05	0,02	0,02	0,49	0,15	0,19	0,15	0,05
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,52	0,36	0,27	0,28	0,28	0,82	0,32	0,96	1,00	Следы
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	6,40	3,92	2,36	1,86	2,90	8,44	2,90	1,20	1,60	2,75
CO <sub>2</sub> . . . . .	3,12	0,20	0,16	0,12	0,33	2,65	0,10	Нет	Нет	0,05
SO <sub>3</sub> . . . . .	1,53	0,09	0,03	0,02	0,05	1,20	0,03	Нет	Нет	0,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,14	0,098	0,18	0,11	0,31	0,16	0,14	0,10	0,11	0,12
Сумма	99,99	100,18	99,66	100,46	100,13	100,70	100,31	99,93	98,28	100,01

Как и в рудах глиноземистого типа, химический, а следовательно, и минеральный состав тонкодисперсной фракции резко отличается от остальных, более крупных, фракций. Фракция меньше 0,005 мм значительно обогащена CaO, MgO, H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> и SO<sub>3</sub>. Содержание всех остальных компонентов, кроме трехвалентного железа, уменьшается по мере увеличения крупности фракции. Такая закономерность объясняется обогащением крупных фракций рудными минералами и выделением глиноземистых в тонкодисперсную часть пробы. Последнее отличает силикатный тип руд от глиноземистых.

3) Руды роговикового типа широко распространены среди

толщи силикатных роговиков VI сланцевого горизонта, в результате оруденения которых они образовались. От других разновидностей «красковых» руд отличаются как по химико-минеральному составу, так и по структурно-текстурным признакам. Текстура руды плотная, массивная, неяснополосчатая, нередко брекчиевидная. Структура сплошная, часто оолитовая или ветвисто-оолитовая, скрытокристаллическая.

По химическому составу характеризуются низким содержанием глинозема (1,95—4,96%), повышенным содержанием трехвалентного железа (84,83—93,01%) и кремнекислоты. В силикатном типе руд вся кремнекислота обычно связана с глинистыми минералами, в роговиковом повышенное содержание  $\text{SiO}_2$  объясняется наличием реликтовых зерен кварца, нередко слагающих линзовидные прослои или незамещенные участки неправильной формы.

Основной рудообразующий минерал этого типа руд — мелкокристаллический гематит. В связи с развитием в роговиковых слоях грубого кливажа разлома и явлений дробления и скалывания, вызванных микроподвижками, нередко содержатся гетит и гидрогетит, приуроченные к трещинам и порам. В отличие от руд силикатной и глиноземистой разновидностей в составе роговикового типа отсутствует или незначительно распространена глинисто-железистая масса, именуемая в литературе глинистым гидрогематитом.

Средний объемный вес руд роговикового типа 3,42; удельный вес 4,63; пористость 26,13%; влагоемкость 7,64%; среднее содержание железа 63,78%. Повышенный удельный вес по сравнению с удельным весом руд других разновидностей объясняется содержанием в руде значительного количества кристаллов мартита. Высокая пористость связана с процессами выщелачивания кварца в период рудообразования и неполным его замещением гематитом. Изменения удельного, объемного веса и пористости по простиранию рудных залежей и с глубиной — незначительны.

Средний химический состав руд роговикового типа (вес. %) приведен в табл. 18.

Средний минеральный состав «красковых» руд роговикового типа (об. %) приведен в табл. 19.

Распределение железа (в %) при фазовом химическом анализе компанованных проб руд роговикового типа приведено в табл. 20.

Если содержание железа рудных минералов принять за 100%, то на долю каждого минерала приходятся величины (в %), приведенные в табл. 21.

Фазовый анализ вполне согласуется с результатами дифференциального термического анализа руд роговикового типа (рис. 14, 15). Кривые нагревания фиксируют резкое проявление эффекта разложения гетита и слабые эффекты каолинита.

Таблица 18

Компонент	V сланцевый горизонт			VI сланцевый горизонт		
	От	До	Среднее из 9 анализов	От	До	Среднее из 13 анализов
SiO <sub>2</sub> . . . . .	2,60	7,72	5,39	2,40	5,50	5,71
TiO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	0,06	0,03	0,09	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,37	7,47	3,59	1,95	4,96	3,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	76,80	97,01	86,56	84,83	93,01	88,04
FeO . . . . .	Следы	5,04	0,93	Следы	1,16	0,70
CaO . . . . .	0,10	0,34	0,15	0,10	0,20	0,15
MgO . . . . .	0,04	0,20	0,09	0,06	0,19	0,09
MnO . . . . .	Следы	0,13	0,06	0,01	0,11	0,03
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	1,25	6,59	2,99	1,34	4,09	2,46
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	Следы	0,36	0,27	Следы	0,42	0,32
SO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	0,03	0,025	0,057	0,042
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	—	—	0,25	0,103	0,151	0,129

Таблица 19

Минерал	V сланцевый горизонт			VI роговиково-сланцевый горизонт		
	От	До	Среднее из 9 анализов	От	До	Среднее из 13 анализов
Гематит . . . . .	52,65	85,85	61,91	60,18	86,80	68,92
Магнетит . . . . .	0,42	6,41	1,81	1,19	3,74	1,31
Ильменит . . . . .	—	—	0,11	0,06	0,17	0,11
Гидраты . . . . .	8,29	43,17	23,88	5,62	29,81	15,89
Итого рудных	—	—	87,71	—	—	86,23
Кварц . . . . .	0,01	22,74	2,48	0,33	18,53	7,43
Каолинит . . . . .	2,90	15,89	8,48	4,71	11,30	5,86
Силикаты . . . . .	0,38	0,75	0,46	0,20	0,65	0,40
Другие глинистые	0,21	1,40	0,47	0,14	1,31	—
Апатит . . . . .	—	—	0,53	0,22	0,33	0,28
Итого нерудных . . . . .	—	—	12,42	—	—	13,97
Сумма			100,13			100,20

Исследование силикатной части руд роговикового типа показало широкое распространение в пробах кварца, который после удаления рудных минералов обычно преобладает над глинистыми минералами. На кривых нагревания силикатной

Таблица 20

Проба	Сидерит	Гидраты	Диспер- сный гематит	Гематит, мартит	Магнетит	Fe общ. в исходной пробе
14-К	0,19	8,91	20,6	30,40	Следы	63,10
15-К	0,31	15,21	20,9	26,85	"	63,27
19-К	0,31	14,00	22,8	23,42	"	60,53
33-К	0,34	23,07	16,8	19,04	"	59,25

Таблица 21

Проба	Сидерит	Гидраты	Диспер- сный гематит	Гематит, мартит	Магнетит	Всего
14-К	0,21	14,22	32,64	52,93	—	100
15-К	0,49	24,04	33,03	42,44	—	100
19-К	0,51	23,13	37,66	38,70	—	100
33-К	0,57	38,93	28,35	32,15	—	100

Таблица 22

Проба	Эндотермические					Экзотермические		
	I	II	III	IV	V	III	IV	V
14-К	—	240	—	570	744	—	—	970
33-К	—	220	—	540	750	490	—	—
19-К	100	250	450	570	760	—	670	940

части проб констатируются тепловые эффекты ( $^{\circ}\text{C}$ ), приведенные на рис. 16, 17 и в табл. 22.

Резко выражен эффект полиморфного преобразования кварца в области температур  $570^{\circ}$ . Слабые эндотермические эффекты при температурах  $630^{\circ}$  и  $220-180^{\circ}$  указывают на наличие галлуазита, при температуре  $750^{\circ}$  — карбонатов. Экзопик при температуре  $490^{\circ}$  связан, возможно, с кристаллизацией аморфного глинозема. Экзоэффект каолинита отсутствует вовсе или слабо проявляется.

Рентгенограмма силикатной части руды роговикового типа (проба 14-К,  $d = 0,9$ , Cr-антикатод, экспозиция 30 час.) приведена в табл. 23.

Гранулометрическое разделение руды роговикового типа на фракции с последующим изучением последних дало следующие результаты.

На кривых нагревания фракции меньше 0,005 мм выделяются тепловые эффекты, приведенные на рис. 18 и в табл. 24.

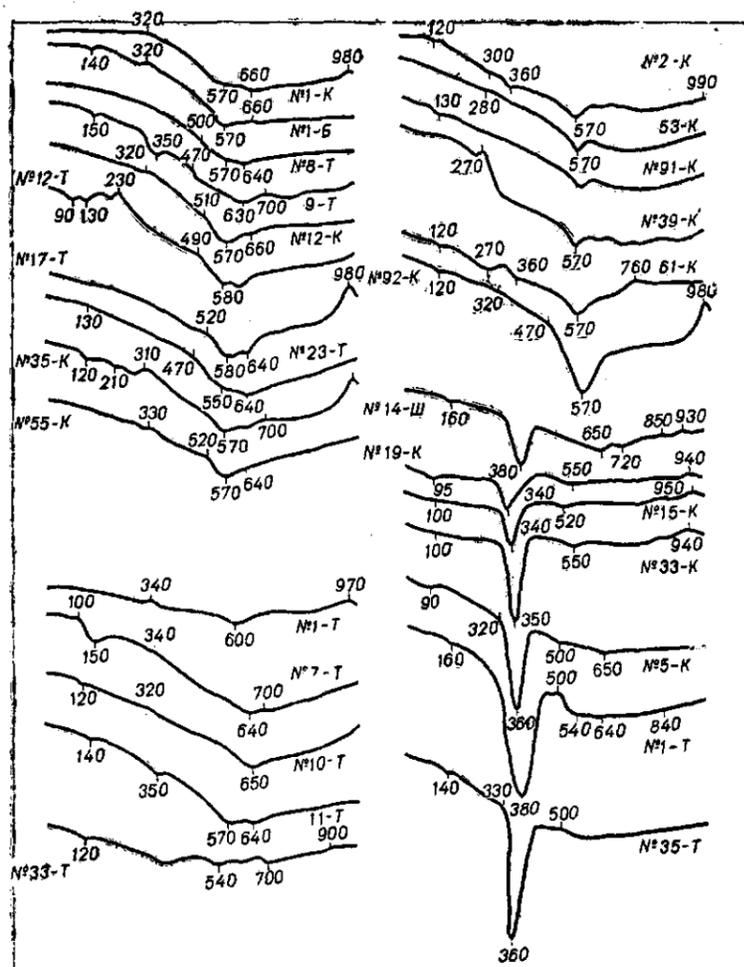


Рис. 15. Дифференциальные кривые нагревания образцов проб гетито-гематитовых руд и вмещающих пород рудников им. Дзержинского и им. Кирова.

Резко выражен эффект разложения гетита в области температур 370° и гидрогетита при температуре 180—340°, что свидетельствует о содержании в «красковых» рудах роговиковой разновидности тонкодисперсных гидратов окиси железа. Здесь же эффекты каолинита (560—920°) с наложившимся эффектом

Таблица 23

№ линии	Интенсивность	$\frac{d}{n}$	Минерал	№ линии	Интенсивность	$\frac{d}{n}$	Минерал
1	Сил.	3,71	Серицит	14	Ср.	1,48	Гидрослюда
2	Оч. сил.	3,35	Кварц	15	"	1,447	Кварц
3	Сл.	3,06	Каолинит	16	Сил.	1,413	"
4	"	2,78	"	17	"	1,38	"
5	Ср.	2,46	Кварц	18	Оч. сил.	1,36	Гидрослюда
6	"	2,21	Гидрослюда	19	Ср.	1,32	Кварц
7	"	2,13	Кварц	20	"	1,286	"
8	"	1,98	"	21	"	1,25	"
9	Сл.	1,85	Каолинит	22	Сл.	1,225	"
10	Ср.	1,69	Галлуазит	23	Сил.	1,21	"
11	"	1,66	Кварц	24	Ср.	1,199	Гидрослюда
12	Оч. сил.	1,54	"	25	"	1,196	Кварц
13	Ср.	1,52	"	26	Сил.	1,18	"

Примечание. Тут и дальше: оч. сил. — очень сильно, сил. — сильно, ср. — средне, сл. — слабо, оч. сл. — очень слабо.

Таблица 24

Проба	Эндотермические					Экзотермические		
	I	II	III	IV	V	I	II	III
14-К	100	—	370	560	610	—	—	920
15-К	180	—	340	540	700	270	720	—
19-К	120	260	410	590	800	—	700	940
33-К	180	—	340	520	670	—	840	920

полиморфного превращения кварца и гидрослюдистый — в области температур 610°.

Сравнивая кривые нагревания тонкодисперсной фракции с кривыми нагревания исходных проб и их силикатной части, можно сделать вывод о сложном минеральном составе фракции меньше 0,005 мм.

Здесь наряду с четко выраженным эффектом разложения гетита и гидрогетита, эффект гидрослюда и каолинита при температуре 540° непосредственно переходит в экзотермический эффект сидерита при температуре 700—720° (проба 15-К и 19-К) (рис. 18).

Химический анализ (вес. %) фракций «красковой» руды роговикового типа компанованной пробы 19-К приведен в табл. 25.

И в этой разновидности руд химический состав тонкодисперсной фракции несколько отличается от остальных фракций

повышенным содержанием всех компонентов за исключением окиси железа. По мере увеличения крупности фракции содержание компонентов уменьшается, а содержание окиси железа

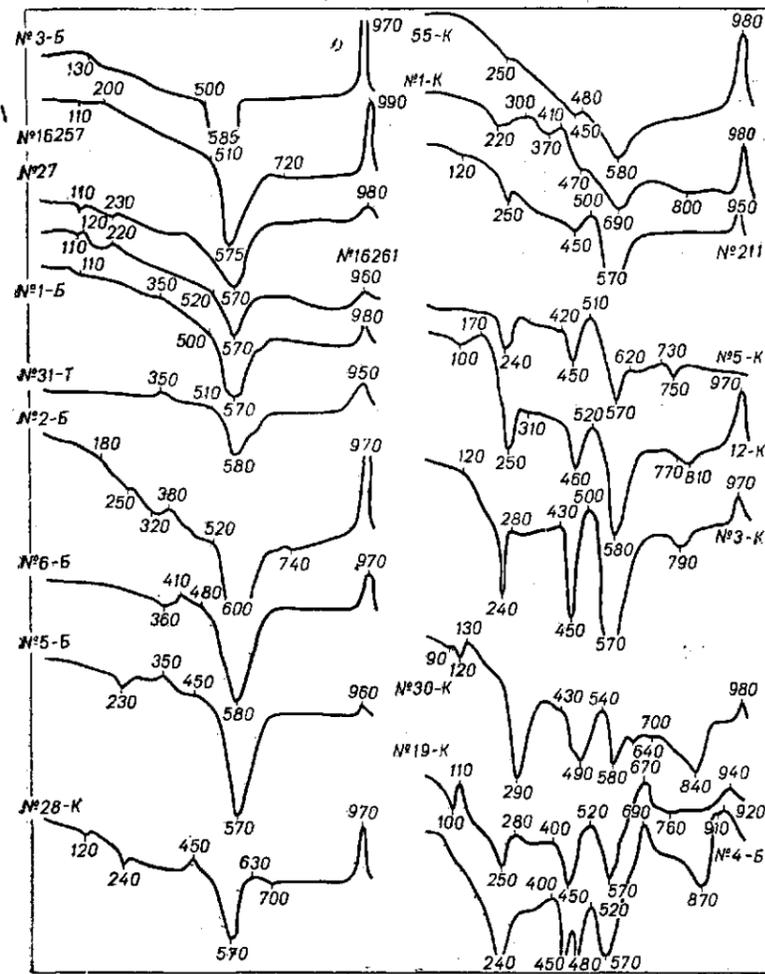


Рис. 16. Дифференциальные кривые нагревания образцов проб силикатной части гетито-гематитовых руд и вмещающих пород.

увеличивается. Такая зависимость связана с обогащением крупных фракций рудными минералами и выделением глинистых в тонкодисперсную часть пробы.

Однако в роговиковом типе руд фракция меньше 0,005 мм значительно беднее окисями магния, кальция, серой и угле-

Таблица 25

Компонент	Меньше 0,005 мм	0,005—0,01 мм	0,01—0,05 мм 0,05—0,1 мм	Исходная проба
SiO <sub>2</sub> . . . . .	10,17	7,14	1,80	7,38
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,24	0,24	Следы	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	6,65	3,48	0,39	3,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	74,26	83,40	96,74	84,63
FeO . . . . .	0,57	0,93	0,36	0,60
CaO . . . . .	0,95	0,24	0,03	0,34
MgO . . . . .	0,25	0,07	0,04	0,10
MnO . . . . .	0,73	0,50	0,03	0,07
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O . . . . .	0,20	Нет	Нет	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	5,57	2,55	0,76	3,06
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,30	Нет	Нет	—
SO <sub>2</sub> . . . . .	0,43	0,08	0,04	0,033
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,14	0,11	0,08	0,246
Сумма . . . . .	100,46	99,74	100,27	99,87

кислотой по сравнению с фракцией руд силикатного типа аналогичной крупности. Это находит свое объяснение в составе исходных пород, из которых образовались указанные разновидности. Силикатные роговики и безрудные роговиковые прослои в сланцах содержат в своем составе меньше карбонатов, чем сланцы.

*Гетито-гематито-мартитовые руды («краско-синьки»)* приурочены к магнетито-хлоритовым роговикам IV и VII железистых горизонтов, а также очень часто встречаются на границе джеспилитов или кварцево-железистых роговиков со сланцами, где породы имеют силикатно-железистый состав. Гетито-гематито-мартитовые руды совместно с гетито-гематитовыми составляют свыше трети всех железных руд Саксаганского района, а на рудниках им. Дзержинского и им. Ильича являются основным предметом добычи.

Текстура руд яснополосчатая, обусловленная чередованием мартитовых, гематитовых и силикатно-гетитовых прослоев. Мощность прослоев от 1 до 6 мм, редко до 2 см. Текстура руды вполне согласуется с текстурой магнетито-хлоритовых роговиков, вследствие оруденения которых образовались руды. Структура сплошная, нередко петельчато-сростковая, скрытокристаллическая.

Физическая характеристика гетито-гематито-мартитовых руд приведена в табл. 26.

Магнитная восприимчивость в единицах CGSM приведена в табл. 27.

Как видно из табл. 26, объемный и удельный вес этого типа руд более или менее постоянный.

По минеральному составу рудной и нерудной частей гетито-гематито-мартитовых руд выделяется несколько разновидностей:

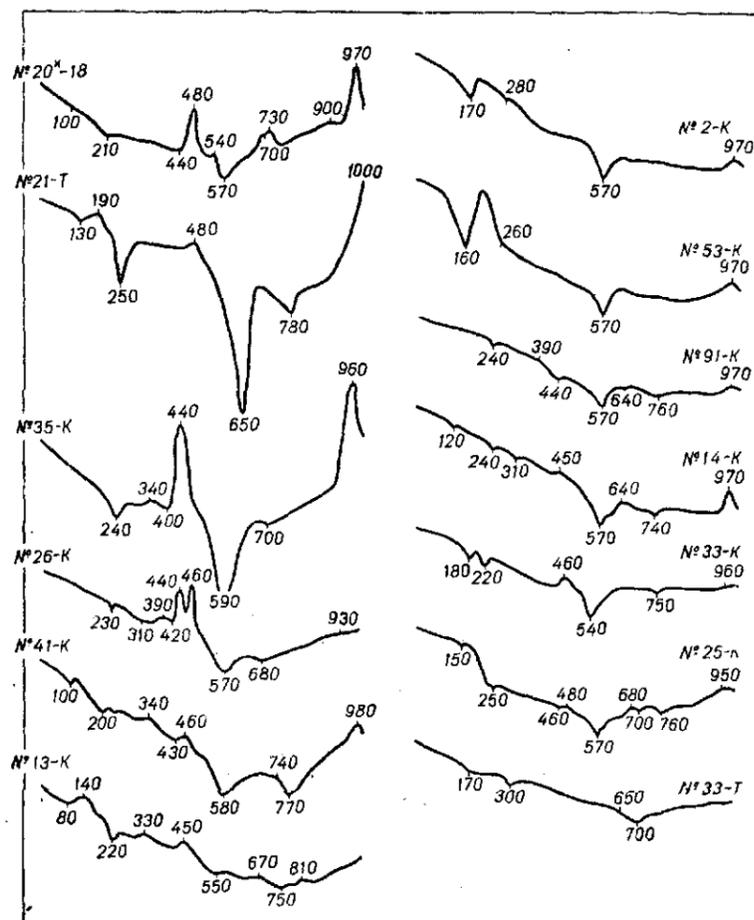


Рис. 17. Дифференциальные кривые нагревания образцов проб силикатной части гетито-гематитовых руд и вмещающих пород.

- 1) руды гематито-мартитового состава с незначительной примесью гетита и глинистых минералов;
- 2) руды гетито-гематито-мартитового состава со значительной примесью каолинита;
- 3) руды с преобладающим содержанием гетита, гематита и мартиита при почти полном отсутствии нерудных минералов.

Разнообразие минерального состава руд вызвано как составом исходных магнетито-силикатных роговиков, за счет которых образовались эти руды, так и характером новых минералов, возникших при рудообразовании.

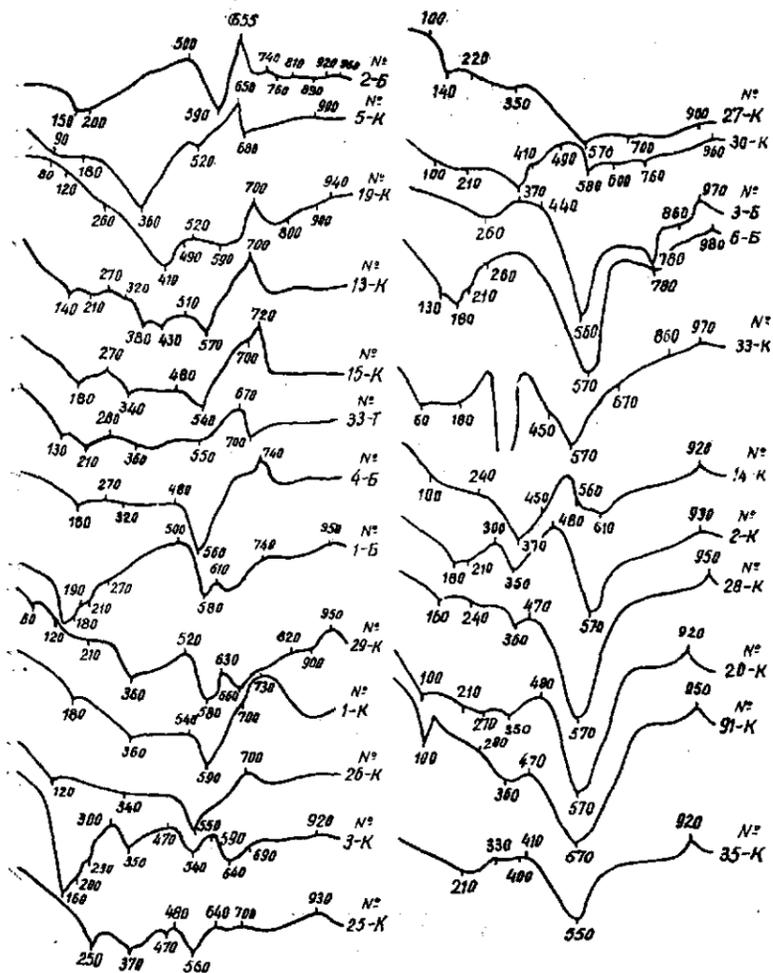


Рис. 18. Дифференциальные кривые нагревания образцов проб тонкодисперсной фракции ( $< 0,005 \text{ м.м.}</math>) гетито-гематитовых руд и вмещающих пород.$

Силикатная часть гетито-гематито-мартитовых руд по составу совершенно аналогична силикатной части гетито-гематитовых руд, а также силикатным прослоям мартитовых роговиков, когда они достаточно сильно окислены («окраскованы»).

Таблица 26

Проба	Объемный вес			Удельный вес			Пористость, %			Количество определе- ний	Среднее содержание железа
	от	до	сред- нее	от	до	сред- нее	от	до	сред- нее		
1-К	3,12	4,20	3,88	4,10	5,06	4,72	12,7	28,0	17,8	33	63,81
5-К	3,93	4,19	3,96	4,69	4,93	4,78	15,0	19,8	17,10	4	65,76
12-К	3,52	4,21	3,83	4,07	4,86	4,47	9,90	18,8	14,3	13	58,78
16-К	3,52	4,16	3,82	4,38	5,05	4,82	12,3	27,2	20,67	8	66,44
18-К	3,81	4,29	4,02	4,91	5,10	5,00	15,6	24,3	19,60	17	68,29
30-К	3,01	4,02	3,49	4,32	5,02	4,62	18,8	28,8	24,40	66	63,37

Таблица 27

Проба 1-К		Проба 5-К	Проба 16-К		Проба 18-К	
От	До	Среднее	От	До	От	До
$48 \cdot 10^{-6}$	$414 \cdot 10^{-6}$	$74,3 \cdot 10^{-6}$	$62,8 \cdot 10^{-6}$	$99,6 \cdot 10^{-6}$	$155,2 \cdot 10^{-6}$	$160,1 \cdot 10^{-6}$

Детальное изучение силикатной части этих руд термическим, рентгеновским и другими методами позволило установить следующий состав: каолинит, галлузит, гидрослюды с примесью в различных количествах кварца и карбоната.

Химический анализ гранулометрических фракций гетито-гематито-мартитовой руды приведен в табл. 28.

Таблица 28

Компонент	Меньше 0,005 мм	0,005—0,01 мм	0,01—0,05 мм 0,05—0,1 мм	Исходная проба
SiO <sub>2</sub> . . . . .	10,50	6,77	2,32	9,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	8,30	5,45	2,62	4,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	63,07	81,03	92,84	86,67
FeO . . . . .	1,09	1,08	Следы	0,79
CaO . . . . .	3,81	0,49	Нет	0,20
MgO . . . . .	0,99	Следы	Нет	0,12
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	8,23	2,36	1,08	1,02
CO <sub>2</sub> . . . . .	2,30	0,28	Нет	0,42
Сумма . . . . .	98,29	97,46	98,86	99,88

Как и в пробах «красковых» руд, тонкодисперсная фракция характеризуется повышенным содержанием всех компонентов за исключением окиси железа, содержание которой повышается по мере укрупнения фракций.

Минералы группы окиси и гидроокислов железа до настоящего времени в литературе не получили должного освещения и различными исследователями трактуются по-разному. Правильное понимание генезиса гетито-гематитовых и гетито-гематито-мартитовых руд может оказаться допустимым только при раскрытии минералогической сущности окиси и гидроокислов железа.

Установлены следующие главные рудные минералы гетито-гематитовых руд\*: *гематит* (двух разновидностей), *гетит*, *гидрогетит* и в подчиненных количествах встречены мартит, лимонит, лепидокрокит, эренвертит; в ничтожно малых количествах — магнетит, сидерит, пирротин, халькопирит. Количественное соотношение рудных минералов в рудах находится в прямой зависимости от состава пород, за счет которых образовались эти руды. Так, гетито-гематитовые руды силикатной разновидности содержат в своем составе главным образом дисперсный гематит и гетит, руды роговикового типа почти нацело сложены мелкокристаллическим гематитом с незначительной примесью гидратов окиси железа.

*Гематит* широко развит в гетито-гематитовых («красковых») и гетито-гематито-мартитовых («краско-синьки») рудах и вмещающих породах и является одним из основных, а во многих случаях главным рудообразующим минералом. В рудах и вмещающих породах установлены две разновидности гематита: мелкокристаллический и дисперсный.

Первый — мелкокристаллический гематит представлен неправильными зернами, пластинчатыми кристаллами, листоватыми агрегатами, иногда сростками червеобразной формы, расположенными без всякой ориентировки или вытянутыми параллельно слоистости породы (руды). Образует мелкопетельчато-сростковую ориентированную или беспорядочную структуру (табл. VI, Б). Чаще встречается в виде плотных кристаллических агрегатов сплошной структуры (табл. VII, А). Размер зерен и агрегатов изменяется от сотых долей миллиметра до 0,5—3 мм. Преобладают мелкие и тонкие агрегаты до 1 мм в поперечнике.

В тонких шлифах сростки гематита просвечивают рубиново-красным цветом. В отраженном свете гематит легко отличается от гетита по более высокой отражательной способности и белому цвету. Анизотропен и слегка плеохроирует. Удельный вес, определенный пикнометрическим способом, изменяется для различных проб от 4,9 до 5,3.

Дисперсный гематит находится в тесном парагенезисе с глинистыми минералами, как бы пропитывая последние. Характери-

\* Изучение минералов окиси и гидроокислов железа проведено в прозрачных и полированных шлифах, рудных фракциях гранулометрического разделения, специальных полировках рудных фракций, а также методами химического, термического и рентгеновского анализов.

зуются чрезвычайно малыми размерами зерен, обычно не превышающими тысячных долей миллиметра; отдельные зерна проходят через самый плотный бумажный фильтр, а время осаждения эмульсий гематита в воде (в литровой конусной колбе) исчисляется от 3—4 часов до 14 суток. Форма зерен каплевидная, микрооолитовая (табл. VII, Б) или неправильная, червеобразная (табл. VIII, А). В проходящем свете просвечивает рубиново-красным цветом.

Химический анализ фракции дисперсного гематита, выделенного из гетито-гематитовой руды роговикового типа (проба 19-К) дал следующие результаты (вес. %):  $\text{SiO}_2$  — 4,45;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 3,17;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 91,62;  $\text{H}_2\text{O}^+$  — 1,12;  $\text{MgO}$  — 0,14; с у м м а — 100,5.

Алюминий, кремнезем и вода увязываются в формулу каолинита, видимо, присутствовавшего в виде неотделенной глинистой части. Спектральным анализом обнаружены кремний, алюминий, железо, кальций, магний и натрий. Как показали результаты фазового анализа десяти проб гетито-гематитовых руд, сланцев и роговиков, количество дисперсного гематита в них непостоянно — 0,4—22,8% общего количества железа в пробе.

Термическое изучение руд и их гранулометрических рудных фракций подтверждает вывод о широком распространении двух разновидностей гематита.

Кривые нагревания рудных фракций (0,1—0,05 мм) целого ряда проб (рис. 19) характеризуются отсутствием тепловых эффектов, отвечающих разложению рудных минералов, т. е. пробы представлены целиком мелкокристаллическим гематитом и, возможно, мартитом с незначительной примесью нерудных минералов. Аналогичная картина и на кривых нагревания тонкодисперсной фракции (рис. 18, табл. 29).

Таблица 29

Проба	Тепловые эффекты, °С					
	Эндотермические			Экзотермические		
	I	II	III	I	II	III
91-К	—	570	670	120	—	—
27-К	130	540	—	—	—	790
1-Б	120	570	640	—	—	980
4-Б	110	550	—	—	—	—
5-Б	130	530	—	190	—	980
33-Т	130	—	640	—	220	—
1-К	80	—	670	130	200	—
25-К	100	580	660	170	—	—
6-Б	70	540	640	—	—	—
35-К	130	590	640	—	230	—
2-Т	80	570	600	—	—	—
28-К	130	570	650	—	—	700
3-Б	—	590	—	—	—	980

Рентгеновский анализ рудной фракции с диаметром частиц 0,1—0,05 мм, с одной стороны, и тонкодисперсной фракции, с другой, подтверждает вывод о значительном содержании в ру-

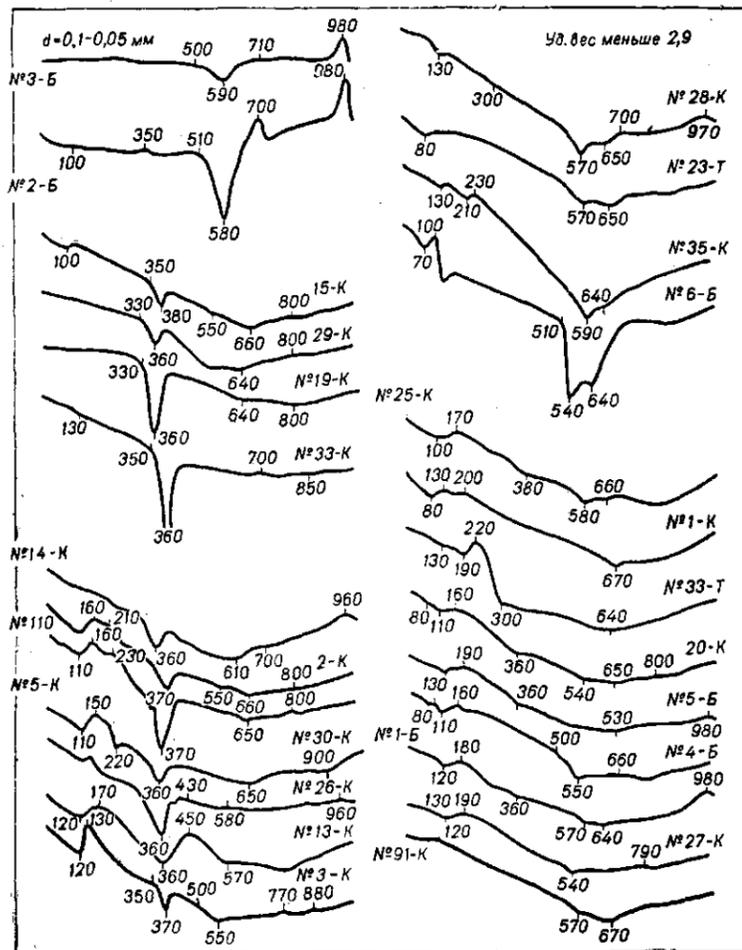


Рис. 19. Дифференциальные кривые нагревания рудных фракций гетито- гематитовых руд и вмещающих пород.

дах и вмещающих породах мелкокристаллического и дисперсного гематита.

Рентгенограмма рудной фракции 0,1—0,05 мм пробы 4-Б (силикатная гетито-гематитовая руда —  $K_2^{4ж}$ ,  $d = 0,8$ , Со-антикатод, экспозиция 35 час.) приведена в табл. 30.

Таблица 30

№ линии	Интенсивность	$\frac{d}{n}$	Минерал	№ линии	Интенсивность	$\frac{d}{n}$	Минерал
1	Ср.	3,679	Гематит	9	Сил.	1,459	Гетит
2	Оч. сил.	2,682	Гетит	10	Ср.	1,341	Гидрогетит
3	"	2,499	Гидрогетит	11	Сл.	1,270	Гетит
4	Сил.	2,200	Гетит	12	"	1,198	Гематит
5	Оч. сил.	1,844	Гематит	13	"	1,176	Гематит
6	"	1,695	Гематит	14	Ср.	1,152	Гетит
7	Ср.	1,611	Каолинит	15	"	1,111	Гематит
8	Сил.	1,493	Гематит				

Рентгенограмма мономинеральной фракции дисперсного гематита пробы 19-К («красковая» руда роговикового типа —  $K_2^{5c}$ ,  $d = 0,5$ , Со-антикатод, экспозиция 38 час.) приведена в табл. 31.

Таблица 31

№ линии	Интенсивность	$\frac{d}{n}$	№ линии	Интенсивность	$\frac{d}{n}$	№ линии	Интенсивность	$\frac{d}{n}$
1	Сл.	3,59	7	Сил.	1,68	13	Сл.	1,16
2	"	3,27	8	Сл.	1,59	14	"	1,14
3	Оч. сил.	2,66	9	Ср.	1,46	15	"	1,10
4	Сил.	2,47	10	Сл.	1,31	16	"	1,07
5	Ср.	2,22	11	"	1,25	17	Оч. сл.	1,03
6	"	1,83	12	"	1,19			

Гетит широко развит в гетито-гематитовых рудах и вмещающих породах и по распространению стоит на втором месте после гематита, на отдельных участках рудных залежей преобладает (рудник им. Артема). В мономинеральном виде встречается редко, обычно находится в сочетании с другими минералами группы окиси и гидроокислов железа.

Для гетита характерно кристаллическое строение. Встречается он в форме табличек, чешуек, волокон, игольчатых и столбчатых кристаллов нередко радиально-лучистого строения (табл. VIII, Б); чаще в виде плотных волокнистых, почковидных масс. Одной из основных форм выделения гетита в «красковых» рудах являются оолитовые образования (табл. IX, А). Размер оолитов, сложенных гетитом, не превышает 0,5—0,7 мм, чаще 0,05—0,1 мм, однако срастаясь они образуют агрегаты значительных размеров.

Твердость его — 5—6, удельный вес — 4,3. В проходящем свете окрашен в желтовато-оранжевый и буровато-желтый цвет. Спайность совершенная в одном направлении, удлинение положительное, угасание прямое. Высокое двупреломление и очень сильная дисперсия биссектрис, обуславливающая яркую аномальную интерференционную окраску, дают возможность легко распознавать гетит в прозрачных шлифах.

В отраженном свете цвет минерала голубовато-белый. Голубой оттенок особенно выделяется на фоне зерен гематита. Внутренние рефлексы отсутствуют. Быстро травится раствором хлорного олова в соляной кислоте.

Таблица 32

Проба	Тепловые эффекты, °С			
	Эндотермические			Экзотермические
	I	II	III	
33-К	—	360	—	—
19-К	—	360	—	—
29-К	—	360	—	—
15-К	100	360	660	800

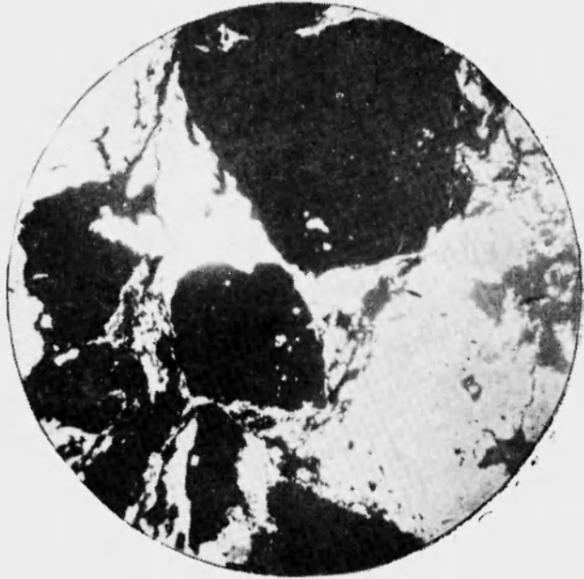
Кривые нагревания рудных фракций (рис. 19, табл. 32) гетито-гематитовых руд характеризуются интенсивным проявлением эндотермического эффекта при температуре около 360°, связанного с выделением кристаллизационной воды гетита и его превращением в гематит и полным отсутствием других эффектов. Такой характер кривых указывает на преобладание мономинеральной формы гетита над гематитом в пробах и отсутствие других гидроокислов железа.

Рентгеновский анализ рудных фракций гетито-гематитовой руды, различных сланцев и роговиков подтверждает вывод о широком распространении гетита. Рентгенограмма мономинеральной фракции гетита пробы 35-Т (скв. 1654, глубина 585,9—587,2 м,  $d = 0,6$ , Со-анткатод, экспозиция 34 час.) приведена в табл. 33.

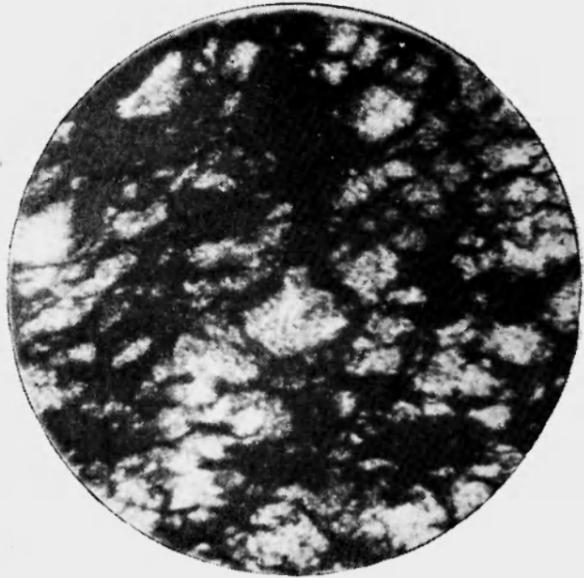
Гидрогетит, по данным многих исследователей, является скрытокристаллической, нередко коллоидной разновидностью гетита с весьма непостоянным содержанием воды. Последнее влечет за собой варьирование физических и оптических свойств.

Гидрогетит в гетито-гематитовых рудах и вмещающих породах Кривбасса распространен широко, но повсеместно и в переменных количествах. Встречается обычно во взаимных переходах с гетитом или эренвертитом. Образует прослой или бес-

ТАБЛИЦА VI



А



Б

А — скопления и прожилки каолинита среди рудной массы, рудник им. Артема; светло-серое — каолинит, белое — гидрослюда, черное — рудные минералы;  $\times 80$ , николи параллельны.

Б — петельчато-сростковая структура гетито-гематитовой руды шахты им. I Мая, рудник им. Держинского; черное — гематит, светло-серое — каолинит, шлиф,  $\times 80$ , николи параллельны.

ТАБЛИЦА VII



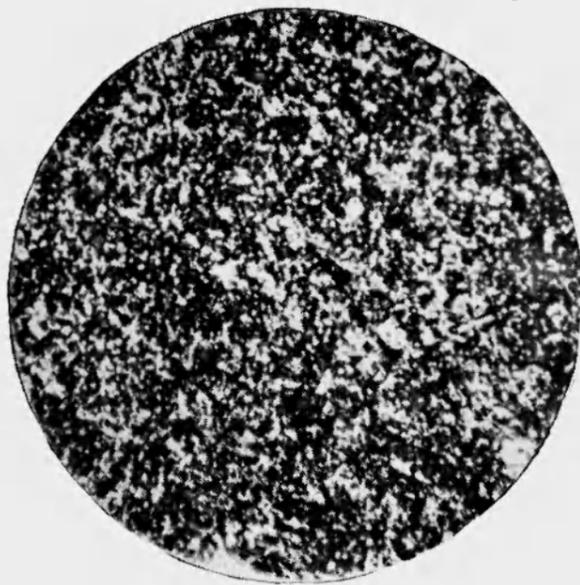
А



Б

А — сплошная структура гетито-гематитовой руды; черное — гематит, белое — поры; шлиф,  $\times 80$ .  
Б — каплевидно-эмульсионная структура; эмульсионды гематита каплевидной формы (белое) среди глинистой массы (темно-серое), аншлиф,  $\times 210$ , шахта «Гигант», рудник им. Дзержинского.

ТАБЛИЦА VIII

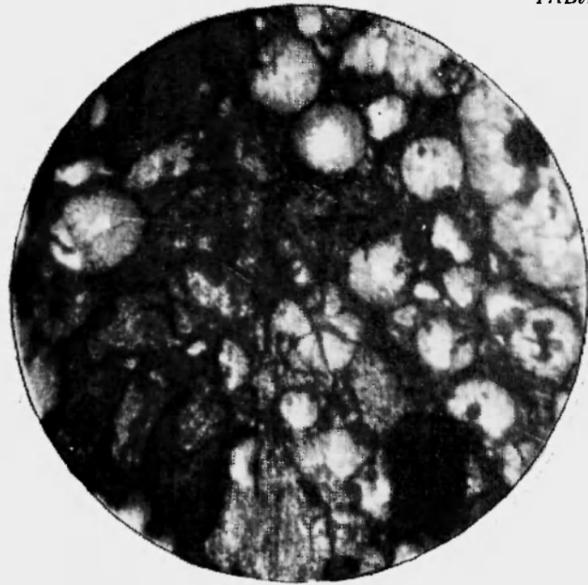


Б

А — червеобразно-эмульсионная структура; шахта «Коммунар», рудник им. Дзержинского; эмульсионды гематита червеобразной формы (белое) пропитывают глинистую массу (темно-серое); аншлиф,  $\times 210$ .

Б — спутанноволокнистая структура, шахта «Коммунар», рудник им. Дзержинского; кристаллы гематита (черное) среди глинистой массы (светло-серое); шлиф,  $\times 56$ .

ТАБЛИЦА УХ



А



Б

А — оолитовая структура, шахта им. Ворошилова, рудник им. Дзержинского; оолиты гетита (белое) среди гидрогетита (светло-серое) и глинистой массы (темно-серое); аншлиф,  $\times 210$ .

Б — оолитовая структура, шахта им. 1 Мая, рудник им. Дзержинского; оолиты рудного минерала концентрического строения; гетит (белое), гидрогетит (светло-серое), эренвертит (темно-серое) среди глинистой массы (черное); аншлиф,  $\times 210$ .

Таблица 33

№ линии	Интенсивность	$\frac{d}{n}$	№ линии	Интенсивность	$\frac{d}{n}$	№ линии	Интенсивность	$\frac{d}{n}$
1	Сл.	4,98	9	Оч. сл.	2,03	17	Ср.	1,52
2	Оч. сл.	4,18	10	Сл.	1,93	18	Сил.	1,47
3	Сл.	3,41	11	"	1,82	19	Оч. сл.	1,44
4	Сил.	2,73	12	"	1,74	20	Сл.	1,41
5	Оч. сл.	2,61	13	Оч. сл.	1,72	21	Оч. сл.	1,37
6	"	2,47	14	"	1,68	22	"	1,34
7	"	2,27	15	Сл.	1,62	23	"	1,29
8	Сил.	2,20	16	Оч. сл.	1,58			

форменные скопления в виде сплошных плотных масс, реже землистых, рыхлых агрегатов. Цвет плотных разностей темно-бурый, рыхлых и полурыхлых — желтый и светло-коричневый. Черта желто-бурая, блеск (для плотных участков) смолистый.

Микроструктуры колломорфные, но всегда со следами раскristаллизации; нередко микроконкреционные, характеризующиеся плотно прилегающими друг к другу оолитами в большинстве случаев концентрического сложения (табл. IX,Б).

В тонких шлифах гидрогетит просвечивает красно-оранжевым или желто-бурым цветом. В отраженном свете легко отличается серым или светло-желтым цветом и низкой отражательной способностью. На кривых нагревания (рис. 17) видны два эндотермических эффекта при температурах 120—150° и 225—325°. Первый эффект соответствует выделению цеолитной и адсорбированной воды, второй эффект — разложению моногидрата.

Кроме того, в гетито-гематитовых и гетито-гематито-мартитовых рудах встречен *турьит*, представляющий собой практически неразделимую смесь гидрогетита и дисперсного гематита. Такой состав турьита многократно подтвержден под микроскопом и термическими кривыми. Поэтому нерационально сохранять термин «турьит» в номенклатуре рудных минералов Кривого Рога.

В малых количествах встречен лимонит, развивающийся по гетиту, гематиту и мартиту как вторичный минерал.

Кроме описанных рудных минералов, укажем еще на *сидерит*, получивший значительное распространение в хлоритовых, серицито-хлоритовых и других сланцах, а также в малых количествах в рудах.

Мы останавливаем внимание на этом минерале лишь потому, что он имеет большое значение при образовании гетито-гематитовых и гетито-гематито-мартитовых руд. Выделяются две генерации сидерита: тонкодисперсная и мелкозернистая.

Встречается сидерит в виде тонкозернистых агрегатов, образующих маломощные прослои нередко черного цвета в результате значительного количества углеродной пыли, включен-

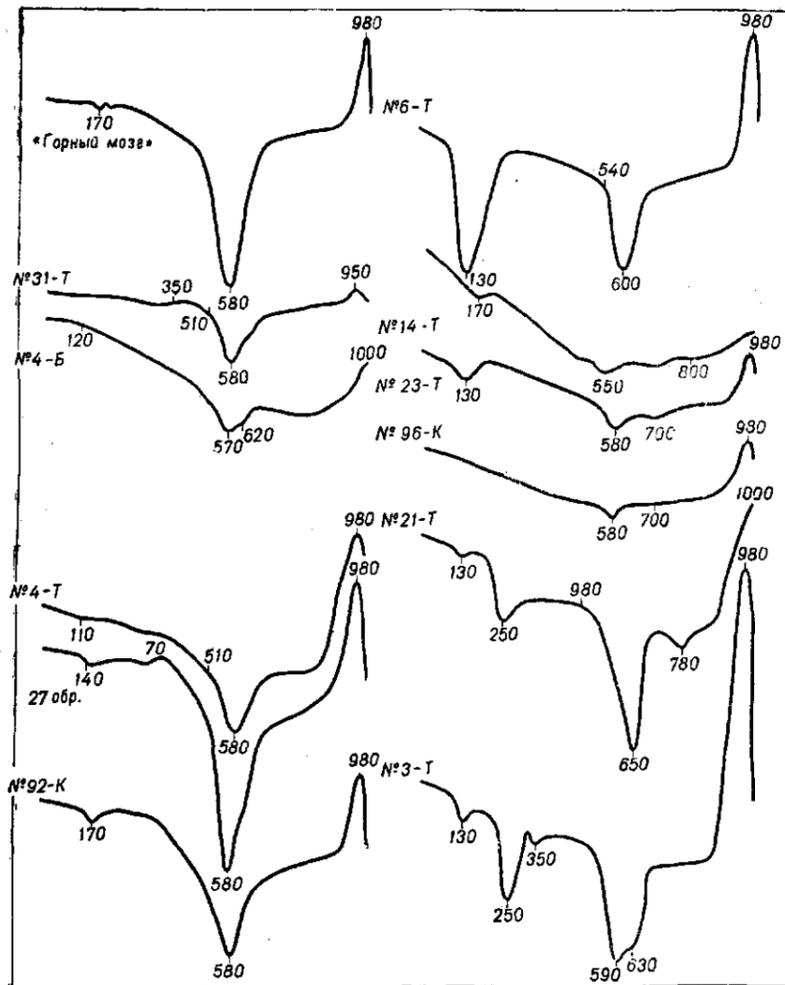


Рис. 20. Дифференциальные кривые нагревания рудных фракций гетито-гематитовых руд и вмещающих пород.

ной в зерна сидерита. В чистых разностях цвет зеленовато-серый, светло-серый, буровато-серый. Размер зерен обычно не превышает тысячных долей миллиметра и в редких случаях достигает 0,2—0,3 мм. При гранулометрическом разделении

гетито-гематитовых руд и вмещающих пород неокисленный сидерит концентрируется в тонкодисперсной фракции (меньше 0,005 мм). Форма зерен неправильная, реже каплевидная, иногда червеобразная; кристаллы правильной ромбоэдрической формы.

В шлифах наблюдается замещение мелкозернистого сидерита гидратами окиси железа. Удельный вес сидерита, определенный пикнометрическим способом, — 3,398.

Наиболее интересен тонкодисперсный сидерит, размер зерен которого не превышает тысячных долей миллиметра. На кривых нагревания гетито-гематитовых руд, роговиков и сланцев, их рудных и тонкодисперсных фракций, а также силикатного остатка наличие сидерита фиксируется двумя тепловыми эффектами — эндотермическим в области температур 460—525° и экзотермическим при температуре 690—740°. В интервале температур 460—525° происходит разложение сидерита; на термограммах это выражено в виде резкого эндотермического перелома. Эндотермический эффект непосредственно переходит в экзотермический при температуре 700°, который связан с окислением закиси железа, образовавшейся при разложении сидерита (рис. 16, 17, 20).

#### **ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД ПРИ ОБРАЗОВАНИИ БОГАТЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД**

Детальное изучение многочисленных залежей магнетитового, мартитового и гетито-гематито-мартитового состава дало возможность накопить очень интересный материал, освещающий изменение пород на контакте с рудными залежами.

Эти структурно-тектонические, геохимические и минералогические изменения имеют важное значение для понимания сущности рудообразования в различных породах.

#### **Структурно-тектонические изменения**

Сопоставляя структуру рудных залежей с вмещающими роговиками и джеспилитами, совершенно отчетливо можно установить деформации слоистости в руде. На диаграмме структурных элементов рудника им. Дзержинского на горизонте 100 м (рис. 21) совершенно определенно устанавливается, что рудные залежи имеют более сложную складчато-трещинную структуру в сравнении с вмещающими породами. Здесь представлена сравнительная диаграмма структурных элементов в руде и железистых роговиках, составленная по данным нескольких тысяч замеров в горных выработках.

В железистых роговиках развиты трещины расслоения по плоскостности, три системы трещин отдельностей и изоклиальная складчатость субмеридионального направления. Несколько иная картина наблюдается в рудах. Здесь, кроме слоистости,

трещин отдельностей и субмеридиональной складчатости, широко развиты поперечные складки с погружением шарниров к западу в пределах  $260-310^\circ$ , а также сопровождающая их мелкая трещиноватость в виде грубого и тонкого кливажа.

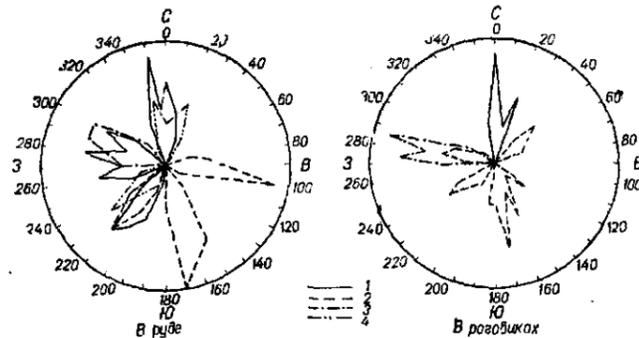


Рис. 21. Диаграмма структурных элементов в руде и роговиках на горизонте 100 м рудника им. Дзержинского.

1 — азимуты погружения шарниров складки, 2 — азимуты линии падения плоскостей отдельностей, 3 — азимуты линии падения напластования, 4 — простирание трещин кливажа, замеренное как след на горизонтальной плоскости.

На этом примере, а подобных примеров можно привести сколько угодно, видна более сложная деформация слоистости в рудных залежах в сравнении с вмещающими породами. Эта деформация проявляется в узлах смятия, к которым и приурочены рудные тела.

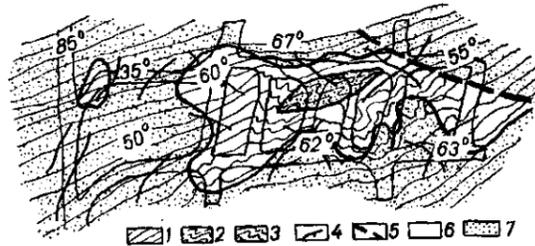


Рис. 22. Структурный план складчатой залежи. Первая западная залежь, рудник им. Дзержинского, горизонт 100 м.

1 — плоскопараллельная полосчатость в джеспилите, 2 — изоклиальная складчатость в руде, 3 — дисгармоническое поперечное смятие в руде, 4 — трещины отдельностей, 5 — трещины смещения, 6 — маритовая руда, 7 — джеспилит.

Таким образом, железные руды отличаются от вмещающих пород наличием характерных форм складчатости и микроскладчатости (рис. 22), широким развитием трещин кливажа. При переходе железистых пород в руды наблюдается изменение

мощности и текстуры отдельных прослоев, изменение объема пород.

Структурным картированием рудных залежей и особенно их контактов с вмещающими породами установлено, что в залежах магнетитового состава наблюдается тот же комплекс структурно-тектонических изменений, что и в залежах, сложенных окисленными мартитовыми рудами. В магнетитовых рудах широко развита дисгармоничная складчатость, осложненная микроплойчатостью, а в центральных частях залежи — пологие открытые складки и перегибы. Аналогичные формы складок развиты и в мартитовых рудах. Как для окисленных, так и неокисленных руд характерно развитие трещин кливажа, полосчатости, выклинивание кварцевых прослоев железистых пород при переходе в руды и в связи с этим уменьшение объема в процессе рудообразования и ряд других изменений.

Сопоставление основных структурных элементов в магнетитовых и мартитовых рудах показывает их общность, что дает возможность использовать результаты изучения окисленных мартитовых руд для общих генетических выводов.

#### Складчатость и микроскладчатость

При изучении структурных изменений железистых пород по мере перехода в руды в первую очередь исследовались явления складчатости и микроскладчатости, связанные с макроструктурами. Неоруденелые породы обычно не имеют мелкой складчатости; для них характерно ненарушенное моноклиналиное залегание. В отдельных участках наблюдается близкие к изоклиналиным — сжатые формы микроскладок. Изоклиналиная складчатость обычно не имеет широкого распространения и ограничивается вытянутыми по простиранию зонами шириной от нескольких десятков сантиметров до 2—3 м.

Очень мелкие изоклиналиные складки с амплитудой до нескольких сантиметров часто наблюдаются в пределах одного или нескольких прослоев, особенно в тонкополосчатых джеспилитах V железистого горизонта.

На контакте руд с неоруденелыми породами часто появляется мелкая дисгармоничная плойчатость; особенно интенсивно она развита в узкой контактной зоне. Ширина такой зоны зависит от типа контакта и состава вмещающих пород. В нормальных складчатых контактах ширина зоны дисгармоничной микроскладчатости не превышает 1—2 м, причем здесь наблюдаются преимущественно пологие открытые формы складок (табл. X, А).

Для приконтактных неправильных складок не характерна определенная закономерность в ориентировке осевых поверхностей; форма и размеры складок также не остаются постоянными даже на незначительном расстоянии. Интенсивная плойчатость и гофрировка характерны для тонкополосчатых руд, которые образовались из джеспилитов. В рудах, которые образовались

из грубополосчатых роговиков, складки имеют более крупные размеры.

Как правило, непосредственно при переходе железистых роговиков (по простиранию полосчатости) в руды наблюдаются резкие изгибы прослоев, имеющие флексурный вид, часто осложненные дополнительной пологой складчатостью. С удалением от контакта в руду неправильная беспорядочная складчатость переходит в пологую открытую.

Наиболее распространены плавные симметричные изгибы, ширина которых больше амплитуды; наблюдаются также килевидные и сундучные складки. В грубополосчатых магнетитовых и маритовых рудах преобладают неправильные асимметричные, часто опрокинутые (особенно в приконтактных зонах) складки. Рудная складчатость характерна как для плотных массивных, так и для пористых, как для маритовых, так и для магнетитовых руд. Развитие рудной складчатости не зависело от состава или пористости руд.

В залежи «Коммунарка» рудника им. XX партсъезда прослеживается переход джеспилитов в руды по простиранию полосчатости; наблюдаемые здесь структурные изменения довольно типичны. Неоруденелые джеспилиты имеют плоскопараллельную полосчатость; азимут простирания  $15-20^\circ$ , угол падения  $55-60^\circ$ .

На расстоянии 3—4 м от контакта с рудной залежью в джеспилитах появляются пологие открытые складки шириной 30—50 см и амплитудой 3—10 см; непосредственно у контакта наблюдаются крутые флексурные изгибы прослоев и беспорядочная неправильная мелкая складчатость.

Зона дисгармоничной приконтактной складчатости в данном случае занимает полосу шириной от 0,5 до 2 м, тянущуюся вдоль контакта. Эта складчатость постепенно сменяется пологой симметричной открытой складчатостью; ширина складок 20—40 см, амплитуда 5—10 см. Зона этой складчатости в рудах протягивается на 5—7 м и далее, однако складки постепенно выполаживаются, амплитуда их уменьшается и на расстоянии 10—12 м от контакта в рудах они исчезают.

Отсутствие рудной складчатости в центральных частях крупных залежей весьма характерно и наблюдается очень часто. Так, совершенно не складчатые центральные части крупнейшей залежи 4—5 рудника им. Октябрьской революции, частично залежи Пятой Северной рудника им. Фрунзе и др.

Открытая рудная складчатость не всегда бывает и в приконтактных участках рудных залежей. Так, в залежи 12 рудника «Большевик» неправильная контактная складчатость резко переходит в моноклинально залегающие руды без складчатости. Сжатая изоклиальная складчатость, характерная для неоруденелых пород, иногда сохраняется и в рудах, где она, по-видимому, реликтовая.

Контакты вкрест простирания обычно постепенные, при переходе железистых пород в руды не встречается каких-либо структурных изменений, и руды залегают так же, как и породы. Иногда между породами и рудами появляется трещинная зона с дробленными участками и зеркалами скольжения.

Описанные выше структурные изменения пород при переходе в руды свойственны нормальным складчатым контактам, где не наблюдается тектонических перемещений. Такие контакты характерны для крупных рудных залежей V и частично II железистых горизонтов. В VI железистом горизонте преимущественно наблюдаются штокообразные залежи, рудные «жилы», гнезда. Оруденение всегда захватывает участки смятия и нарушений. Так, на руднике «Большевик» в грубополосчатых роговиках VI железистого горизонта наблюдаются многочисленные зоны смятия, расположенные вкрест простирания пород. В этих участках роговик превращен в мартитовую руду, которая имеет мелкую неправильную складчатость и многочисленные зоны брекчий.

На табл. X, Б представлен фотоснимок одной из таких рудных «жил», причем в данном случае наблюдается некоторое смещение пород вдоль оруденелой зоны с амплитудой до 0,5—1,0 м.

Иногда от рудных залежей отходят апофизы, секущие вмещающие породы. Встречаются также совершенно изолированные мелкие рудные тела. На табл. XI представлено рудное гнездо, сложенное мартитовыми рудами средней плотности. Вверх и вниз от рудного гнезда отходят ответвления — апофизы, секущие вмещающие породы; наблюдаются также более мелкие послойные ответвления. В рудах частично сохраняется полосчатость исходных железистых роговиков (рудное гнездо расположено в силикатно-мартитовых роговиках переходной толщи от V железистого к VI сланцевому горизонту).

В других случаях (рис. 23) отмечается приуроченность оруденения к зоне трещиноватости и смещения.

Метасоматические рудные жилы, апофизы и гнезда характерны для различных типов руд — от очень пористых, рыхлых

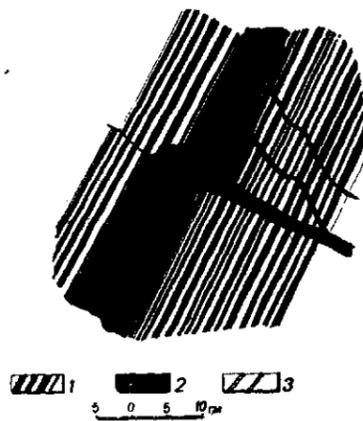


Рис. 23. Рудная «жила» в породах VI железистого горизонта. Рудник «Большевик». Масштаб 1:5.

1 — джеспилит, 2 — руда, 3 — зона смятия.

до плотных. Всегда контакт руд с неоруденелыми породами в таких телах очень резкий и во вмещающих породах не наблюдается каких-либо околорудных изменений за исключением брекчирования и трещиноватости. Рудные жилы иногда связаны с оруденелыми структурными формами. Ю. Г. Гершойг (1955) описывает аналогичные жилы, сложенные обычными маритовыми рудами, приуроченные к шарнирам складок волочения. Интересные магнетитовые жилы толщиной 10—50 см в породах III железистого горизонта описаны Г. В. Тохтуевым (1955). Характерно, что и эти метасоматические образования сохраняют первичную полосчатую текстуру роговиков. Приуроченность оруденения к смятым участкам и тектоническим зонам отмечалась также и в докембрийских железорудных месторождениях Бразилии (Гилд, 1953), где часто встречаются жилы массивного гематита, секущие вмещающие итабириты почти под прямым углом.

#### Трещиноватость и кливаж

Брекчированные участки наблюдаются и в неоруденелых породах, особенно в связи с крупными тектоническими нарушениями, такими как Диагональный сдвиг. Как правило, эти участки не связаны с рудными залежами и развивались самостоятельно под воздействием более поздних, наложенных тектонических напряжений. В отличие от рудных брекчий здесь цементирующая масса представлена перетертыми железистыми породами с примазками гидроокислов железа.

В контактной зоне начальная стадия брекчирования проявляется в появлении поперечных трещин, по которым оруденелые участки несколько смещаются относительно неоруденелых. В дальнейшем эти трещины расширяются, заполняются неполосчатой рудной массой, а неоруденелые и частично оруденелые обломки поворачиваются и в конечном итоге располагаются совершенно беспорядочно.

Граница между обломками и цементирующей массой всегда резкая. Во всех случаях брекчирование железистых пород в контактной зоне является местным структурно-тектоническим изменением, которое не связано с основными рудообразующими процессами и совершалось уже после образования руд; хотя иногда можно допустить одновременность этих процессов.

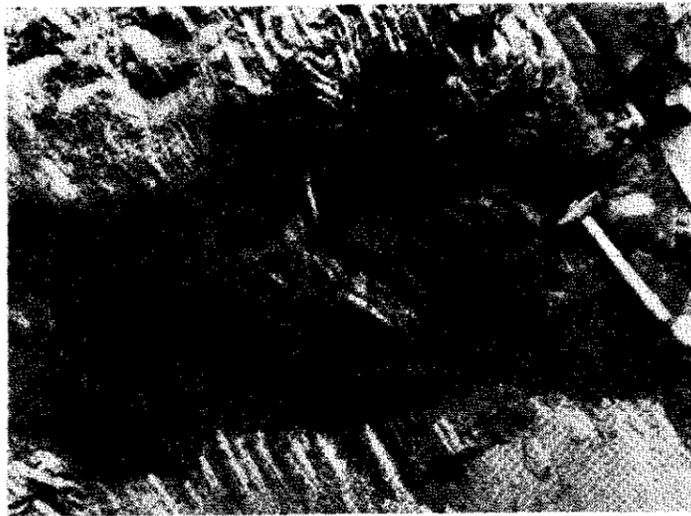
С тектоническими нарушениями связано образование поперечных трещин, к которым иногда приурочены кварцевые, гематито-кварцевые и гематитовые жилы, располагающиеся как в рудах, так и во вмещающих породах.

Выделяется также несколько разновидностей трещин отдельных, однако все они являются, по-видимому, пострудными и здесь детально не рассматриваются.

ТАБЛИЦА X



А



Б

А — контакт джеспилита (внизу) и маритовой руды; рудник им. XX партсъезда, горизонт 270 м, масштаб 1:10; отчетливо видно нарушение строгопараллельной полосчатости при переходе джеспилита в руду.

Б — «жила» пористой маритовой руды, секущая железистые роговики VI железистого горизонта; рудник «Большевик»; Темное — маритовая руда, белое — кварцевые прослои.

до плотных. Всегда контакт руд с неоруденелыми породами в таких телах очень резкий и во вмещающих породах не наблюдается каких-либо околорудных изменений за исключением брекчирования и трещиноватости. Рудные жилы иногда связаны с оруденелыми структурными формами. Ю. Г. Гершойг (1955) описывает аналогичные жилы, сложенные обычными маритовыми рудами, приуроченные к шарнирам складок волочения. Интересные магнетитовые жилы толщиной 10—50 см в породах III железистого горизонта описаны Г. В. Тохтуевым (1955). Характерно, что и эти метасоматические образования сохраняют первичную полосчатую текстуру роговиков. Приуроченность оруденения к смятым участкам и тектоническим зонам отмечалась также и в докембрийских железорудных месторождениях Бразилии (Гилд, 1953), где часто встречаются жилы массивного гематита, секущие вмещающие итабириты почти под прямым углом.

#### Трещиноватость и кливаж

Брекчированные участки наблюдаются и в неоруденелых породах, особенно в связи с крупными тектоническими нарушениями, такими как Диагональный сдвиг. Как правило, эти участки не связаны с рудными залежами и развивались самостоятельно под воздействием более поздних, наложенных тектонических напряжений. В отличие от рудных брекчий здесь цементирующая масса представлена перетертыми железистыми породами с примазками гидроокислов железа.

В контактной зоне начальная стадия брекчирования проявляется в появлении поперечных трещин, по которым оруденелые участки несколько смещаются относительно неоруденелых. В дальнейшем эти трещины расширяются, заполняются неполосчатой рудной массой, а неоруденелые и частично оруденелые обломки поворачиваются и в конечном итоге располагаются совершенно беспорядочно.

Граница между обломками и цементирующей массой всегда резкая. Во всех случаях брекчирование железистых пород в контактной зоне является местным структурно-тектоническим изменением, которое не связано с основными рудообразующими процессами и совершалось уже после образования руд; хотя иногда можно допустить одновременность этих процессов.

С тектоническими нарушениями связано образование поперечных трещин, к которым иногда приурочены кварцевые, гематито-кварцевые и гематитовые жилы, располагающиеся как в рудах, так и во вмещающих породах.

Выделяется также несколько разновидностей трещин отдельных, однако все они являются, по-видимому, пострудными и здесь детально не рассматриваются.

ТАБЛИЦА X



А

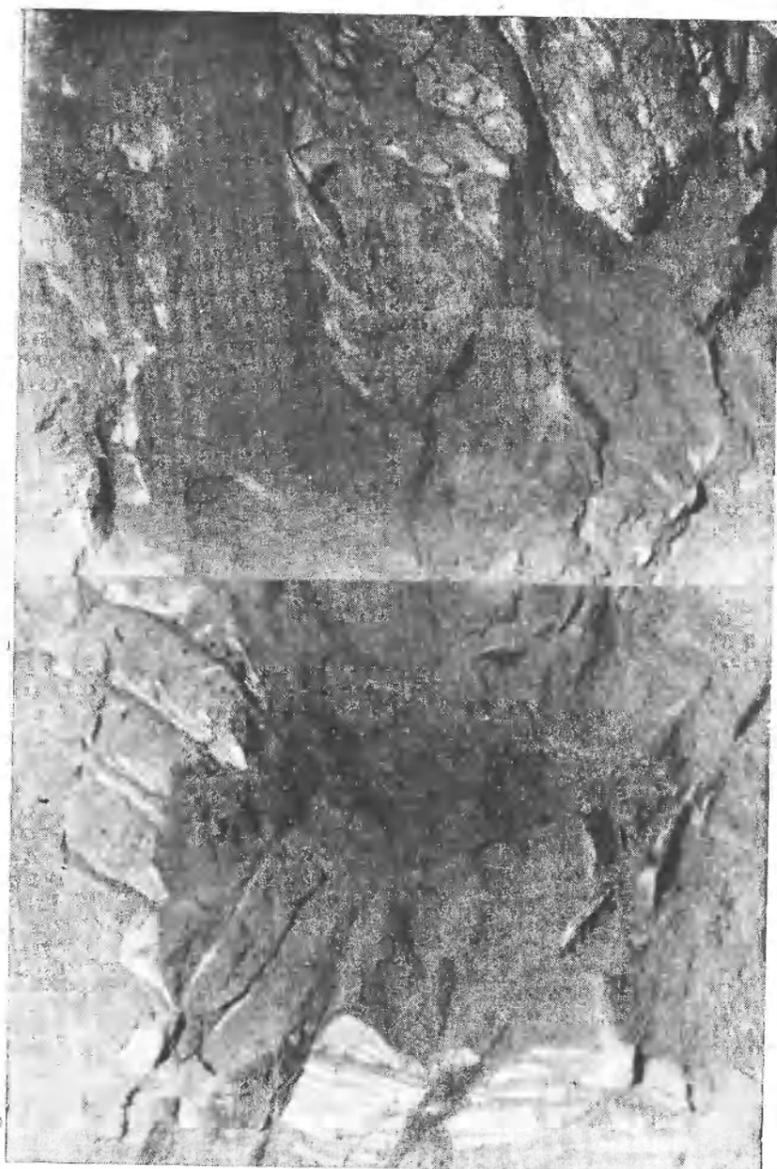


Б

А — контакт джеспилита (внизу) и маритовой руды; рудник им. XX партсъезда, горизонт 270 м, масштаб 1:10; отчетливо видно нарушение строгопараллельной полосчатости при переходе джеспилита в руду.

Б — «жила» пористой маритовой руды, секущая железистые роговики VI железистого горизонта; рудник «Большевик»; Темное — маритовая руда, белое — кварцевые прослой.

ТАБЛИЦА XI

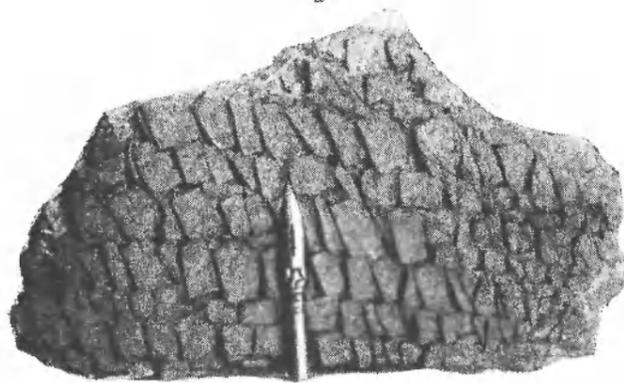


Часть рудного гнезда с ответвлениями; рудник им. Октябрьской революции, масштаб 1:10; темное — магнетитовая руда.

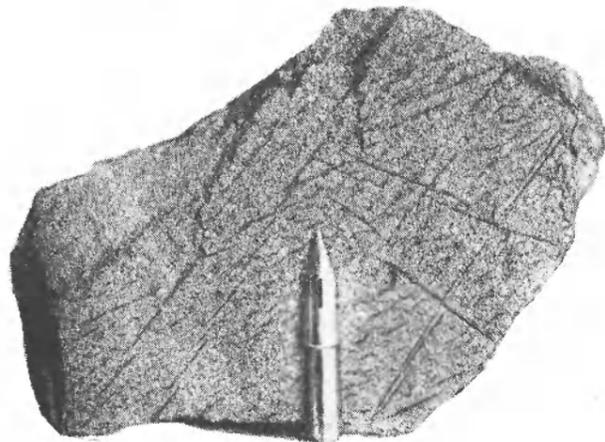
ТАБЛИЦА XII



*a*



*b*



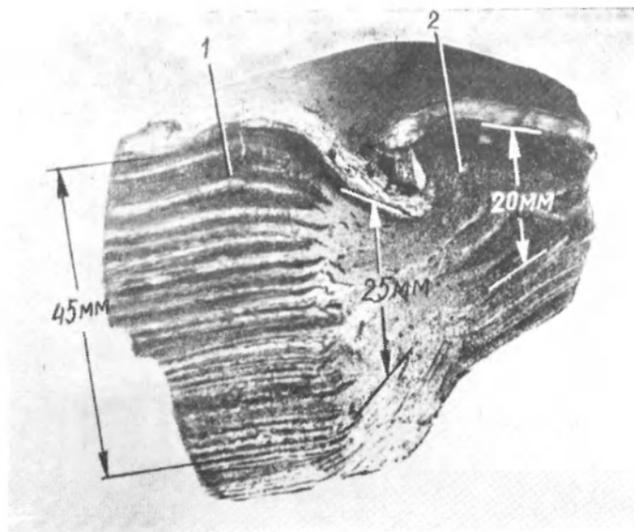
*v*

Кливаж в маритовых (рудных) прослоях:  
*a* — тонкий, *b* — грубый, *v* — заполненный.

ТАБЛИЦА XIII



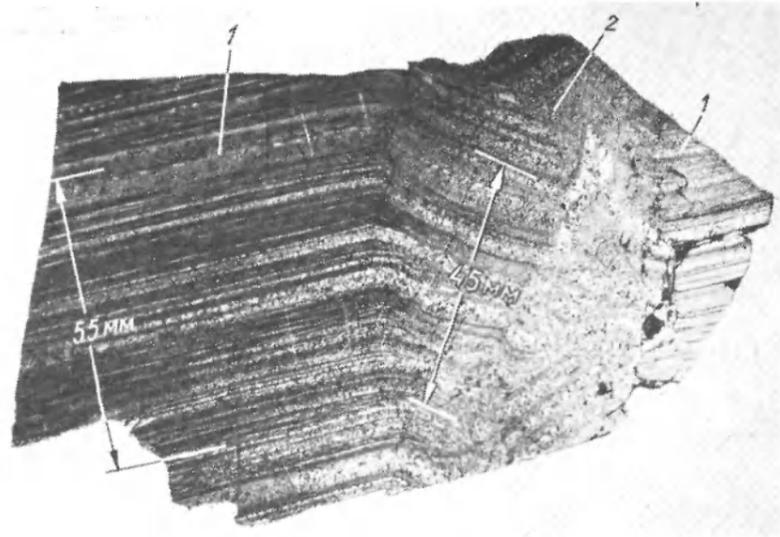
А



Б

А — разрыв рудного прослоя у контакта роговика и руды; в кварцевом прослое рассеян мелкочешуйчатый гематит; белое — мартит и гематит, темно-серое — кварц; аншлиф,  $\times 5$ .  
Б — резкий контакт мартитового роговика (1) и руды (2); темное — кварцевые прослой, светлое — мартитовые; аншлиф (несколько уменьшено).

ТАБЛИЦА XIV



А

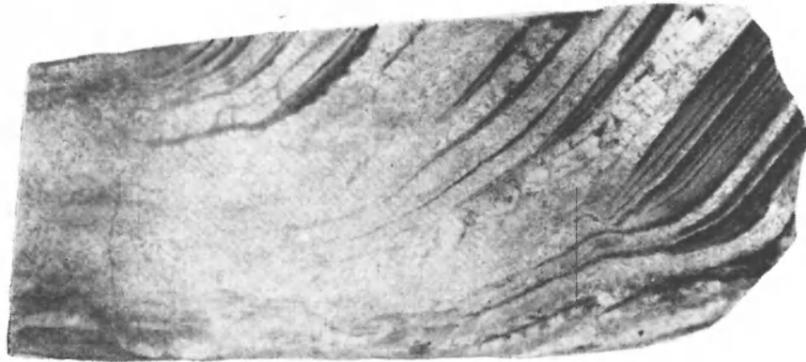


Б

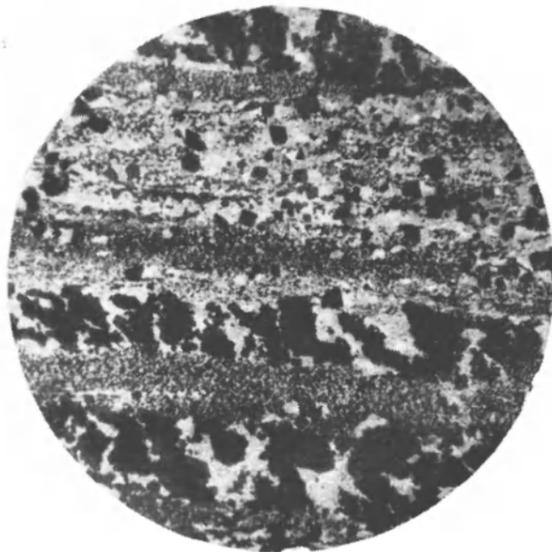
А — контакт джеспилита (1) и руды (2).

Б — контакт мартитового роговика и руды; темное — кварцевые прослойки, светлое — мартитовые; аншлиф, нат. вел.

ТАБЛИЦА XV



А



Б

А — контакт мартитового роговика и руды; отчетливо видно резкое сокращение мощности пачек роговика при переходе в руду; темно-серое — кварцевые прослой, белое — мартит; аншлиф, нат. вел.  
Б — гематито-мартитовый джеспилит; видно чередование рудных прослоев, сложенных крупными зернами мартита (черное) и кварца (белое), и полурудных прослоев, сложенных роговиковым кварцем с рассеянным гематитом и кристаллами мартита; шлиф, николи параллельны,  $\times 8$ .

В контактной зоне и рудах широко распространен кливаж, особенно тонкий кливаж растяжения, который обычно не встречается во вмещающих породах. Чаще всего наблюдаются две системы трещин кливажа, которые пересекаются под углом 45—55° и разбивают прослой на ромбоэдры или неправильные многоугольники. Кроме простого раскалывания и растяжения, в отдельных случаях виден поворот ромбоэдров в плоскости напластования. Мощность (ширина) открытых трещин в рыхлых мартитовых рудах достигает 0,5—1,0 мм, а в грубополосчатых рудах до 2—3 мм (табл. XII).

Если трещины кливажа в пористых мартитовых рудах преимущественно открытые или выполнены глинистыми минералами и реликтовым кварцем, то в плотных магнетитовых и мартитовых рудах трещины заполнены вторичными силикатами, перекристаллизованным кварцем и пластинчатым гематитом, в последнем случае образуются характерные швы или борозды залечивания. При изучении перехода плотных магнетитовых руд в окисленные мартитовые (залежь Северная шахты 5 рудника им. Фрунзе) видна смена закрытых, вернее заполненных, трещин кливажа открытыми, которые содержат лишь некоторое количество рыхлого глинистого материала.

В большинстве руд трещины кливажа наблюдаются только в типичных рудных (магнетитовых или мартитовых) прослоях и отсутствуют в соседних гематитовых, мартито-гематитовых и гематито-кварцевых прослоях.

Образование трещин кливажа неразрывно связано с общим процессом складкообразования в зонах поперечной складчатости. Появление кливажа вне рудных залежей наблюдается очень редко, однако в контактных зонах на расстоянии нескольких метров от рудной залежи во вмещающих породах можно наблюдать трещины кливажа в отдельных рудных прослоях. Нельзя сказать, что появление кливажа в породах вокруг рудных залежей носит всеобщий характер, часто даже непосредственно у контакта его нет.

Таким образом, в процессе рудообразования происходило растяжение, растрескивание и образование трещин кливажа непосредственно в рудных прослоях. Мелкозернистые гематито-кварцевые и кварцевые прослой были более пластичными и деформировались без разрыва (табл. XIII, А).

#### Полосчатость

Детальное изучение контактов рудных залежей дало возможность проследить изменение отдельных прослоев железистых пород при переходе в руды.

В большинстве изученных контактов рудные прослой переходят из пород в руды без существенного изменения мощности. При складкообразовании рудные прослой иногда были изогнуты, разорваны и несколько смещены, однако мощность и текстура

их почти не изменились (табл. XIV). Часто наблюдается некоторое увеличение мощности прослоя, появление тонких прослоев новообразованного гематита (особенно в магнетитовых рудах) чаще всего на границе рудного и полурудного прослоя. При наличии интенсивной приконтактной складчатости и явлений течения материала рудные прослои местами несколько утоняются и даже разрываются, но в руде мощность любого прослеженного рудного прослоя такая же, как и в неоруденелой породе.

Совершенно иначе ведут себя безрудные и полурудные прослои — мощность их по мере перехода железистого роговика в руду постепенно или резко уменьшается, прослои выклиниваются, а на их месте в руде остается тонкая полосочка, сложенная мелкими реликтовыми пластинками и листочками гематита, который был ранее рассеян в полурудном прослое.

Переслаивание тонких гематитовых и рудных (магнетитовых или мартитовых) прослоев в образовавшейся руде и обуславливает наличие полосчатости тем более, что рудные и гематитовые прослои резко отличаются по своей структуре и цвету.

Безрудные прослои далеко не всегда выклиниваются постепенно, некоторые прослои выклиниваются резко (табл. XIII, Б), другие у контакта перемяты, разорваны, и в руде находятся тонкие прослойки и линзочки, сложенные частично перекристаллизованным кварцем.

В неоруденелых включениях, находящихся среди руды, можно наблюдать, как безрудные прослои выклиниваются в обе стороны, образуя своего рода линзы в рудной массе.

Уменьшение мощности и выклинивание прослоев этого типа является общей закономерностью, характерной для различных типов руд, в том числе и для неокисленных магнетитовых руд рудника им. Фрунзе. Ширина зоны выклинивания очень незначительна — в подавляющем большинстве исследованных контактов она не превышает 10—20 см, часто безрудный прослой резко уменьшает свою мощность и исчезает на расстоянии 1—2 см, особенно в резких, тектонических, контактах. Значительно реже наблюдаются случаи постепенного плавного уменьшения мощности прослоев на протяжении десятков сантиметров и даже метров.

#### Объемные соотношения

Вследствие выклинивания безрудных и полурудных прослоев изменение железистых пород в руды всегда происходит с заметным уменьшением объема, которое можно определить при изучении образцов, где непосредственно наблюдается контакт. Замеры в горных выработках также дополняют полученные результаты (рис. 24).

На основании значительного количества замеров (свыше 100) было установлено, что из пачки железистой породы мощностью 100 см (все замеры пересчитывались на 100 см) образуется

пачка руды мощностью от 45 до 80 см. Учитывая особенности перехода отдельных прослоев из пород в руды, можно допустить, что при этом не было каких-либо продольных сокращений или растяжений выделенной пачки. Следовательно, из 100 см<sup>3</sup> породы образовывалось от 45 до 80 см<sup>3</sup> руды; величина сжатия,

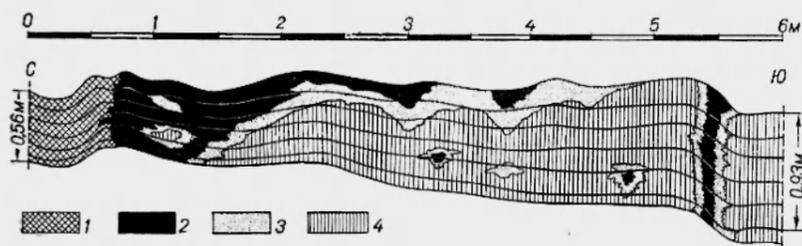


Рис. 24. Зарисовка иропластка мартитовых роговиков, переходящих по простиранью в плотную кварцево-мартитовую, а затем пористую руду (по Л. В. Кожара, В. М. Кравченко).

1 — пористая гематито-мартитовая руда, 2 — плотная кварцево-мартитовая руда, 3 — обогащенный роговик, 4 — мартитовый роговик.

или усадки, изменяется от 20 до 55%. Ни в одном случае не наблюдалось сохранения первичного объема пород при изменении в процессе рудообразования. В некоторых образцах величина усадки достигает 50%, т. е. первичный объем пород уменьшается в два раза (табл. XV, А), но образовавшиеся руды все же имеют до 30% пор; в других образцах сжатие не превышает 20—25%, а образовавшиеся руды очень плотные с пористостью 4—6%.

Проведенные многочисленные замеры показывают, что величина сжатия не зависит от величины современной пористости, а сжатие характерно как для плотных, так и для рыхлых пористых руд. Наибольшее сжатие характерно для интенсивно складчатых контактов, причем оно наблюдается в узкой контактной зоне. Если проследить изменение мощности роговико-вой пачки по мере перехода в руду, то видно, что максимальное сжатие будет у контакта на протяжении 1—1,5 м, далее в руде мощность оруденелой пачки несколько увеличивается и стабилизируется. Общее уменьшение мощности в сравнении с исходными породами равняется 15—20%, причем оно несколько компенсируется за счет рудной складчатости.

В отдельных случаях, там, где произошло полное оруденение всего железистого горизонта, наблюдается некоторое общее уменьшение мощности горизонта. Так, на руднике им. Октябрьской революции, где джеспилиты V железистого горизонта полностью оруденели на протяжении 800 м, мощность горизонта на несколько метров (местами до 4—5 м) меньше, чем в неоруденелых участках. Подобные явления наблюдались и в других рудных залежах.

### Изменение минерального состава железистых пород при переходе в руды

Для детального изучения изменения пород в процессе рудообразования у контактов рудных залежей отбирались ленты образцов, характеризующих переход руды во вмещающие породы. Ленты состоят из непрерывной цепочки образцов, начинающейся в руде и проходящей через ее контакт в более или менее неизменные породы. Кроме того, было отобрано и изучено значительное число образцов, в которых можно непосредственно наблюдать контакт железистого роговика и руды по простиранию полосчатости и, наконец, несколько ориентированных шлифов, в которых можно проследить переход отдельных прослоев в руды.

Для подавляющего большинства железистых пород, независимо от степени окисления, характерно четкое выделение рудных (магнетитовых или мартитовых) и безрудных или полурудных (кварцевых, гематито-кварцевых) прослоев (табл. XV, Б). Кварц в рудных и безрудных прослоях всегда отличается по структуре и размерам зерен. В зависимости от степени метаморфизма и воздействия метасоматических процессов размеры и форма минералов могут изменяться, но основные различия между этими типами прослоев сохраняются.

При переходе железистых пород в руды всегда наблюдается уменьшение мощности безрудных и полурудных прослоев, что является причиной уменьшения объема (усадки) в процессе рудообразования. Рудные прослои при этом изменяются менее резко, мощность их обычно сохраняется или несколько увеличивается.

Для изучения изменения мощности различных типов полос железистого роговика при переходе в руду было изучено несколько образцов.

В одном из них наблюдается контакт красно-серополосчатого железистого роговика и пористой мартитовой руды. Из этого образца изготовлено два непосредственно примыкающих друг к другу полированных штуфа общей длиной (по простиранию полосчатости) около 17 см. Изменение мощности различных типов прослоев роговика при переходе в руду (в мм) приведено в табл. 34.

На полированной поверхности четко выделяются следующие полосы в железистом роговике:

- а) безрудные серые и розовато-серые кварцевые прослои;
- б) безрудные красные кварцевые прослои с рассеянным гематитом;
- в) рудные мартитовые прослои — сложные прослои, в которых переслаиваются более бедные и более богатые железом полоски.

В неоруденелом роговике мартитовые рудные прослои состоят из тончайших (десятые и даже сотые доли миллиметра) полосок чистого кварца, богатых и бедных мартитовых полосок.

Таблица 34

Прослой	Неоруде- ный роговик	Неоруде- ный роговик	Изменен- ный роговик	Изменен- ный роговик	Плотная руда	Слабо- выщелочен- ная руда	Пористая руда
Кварцевый (розовый) . . .	2,37	1,59	1,99	0,35	0	0	0
Мартитовый (богатый) . . .	1,02	2,16	6,10	6,56	7,21	6,66	6,55
Кварцевый (серый) . . .	2,26	1,01					
Мартитовый (богатый) . . .	3,34	3,79	1,09	0,46	0,17	0,19	0,18
Кварцевый (красный) . . .	2,00	2,14					
Мартитовый (богатый) . . .	1,17	1,28	0,77	0,98	1,03	1,21	1,25
Кварцевый (красный) . . .	1,82	2,28	1,00	0,69	0,76	0,36	0,92
Мартитовый (сложный) . . .	10,43	10,25	9,8	9,56	8,06	9,12	7,92
Кварцевый (розовый) . . .	1,73	1,45	0	0	0	0	0
Кварцевый (красный) . . .	0,31	0,25	0,23	0,09	0,07	0,13	0,10
Общая мощность . . .	26,45	26,20	20,98	18,69	17,30	17,67	16,92

В кварцевых прослоях всех типов встречаются тонкие поперечные трещинки, частично выполненные жилами пластинчатого гематита (железной слюдки).

По простиранию полосчатости роговик переходит в плотную, а затем пористую руду на расстоянии около 10 см. Переход к измененному оруденелому роговику характеризуется плавным уменьшением мощности всех типов безрудных прослоев. В этой зоне длиной по простиранию около 4 см происходит полное выклинивание серых и розоватых кварцевых прослоев, а мощность красных кварцевых прослоев сильно сокращается.

Мощность сложных мартитовых прослоев также несколько (до 8%) сокращается в результате выклинивания серии тонких кварцевых полосок.

Плотная руда по простиранию полосчатости охватывает зону длиной около 4,5 см. Красные кварцевые прослои местами полностью выклиниваются, местами сохраняются в виде тончайших полосок мощностью до 0,5 мм.

Пористая руда сохраняет все текстурные особенности плотной руды, причем пористость увеличивается постепенно.

Таким образом, безрудные кварцевые прослои при переходе роговика в руду полностью выклиниваются, красные кварцевые выклиниваются более постепенно, и их остатки сохраняются в плотной руде. Выклиниваются также тончайшие кварцевые руды, причем пористость увеличивается постепенно.

Микроструктура рудных прослоев в руде такая же, как и в породах на значительном расстоянии от контакта, т. е. рудные прослои переходят из вмещающих пород в руды без существенных изменений. Мартит (магнетит) в процессе рудообразования почти не изменялся, что хорошо видно даже при простом сравнении минерального состава руд и вмещающих пород.

Ю. Г. Гершойг (1955) указывает, что часто степень окристаллизованности рудного минерала в рудах лучше, а размеры зерен в несколько раз выше, чем во вмещающих породах. Действительно, нередко в рудах мартитовые сростки более крупные, но установить истинные размеры отдельных зерен, слагающих сростки, при микроскопическом исследовании довольно трудно. Кроме того, при произведении массовых замеров сравниваются зерна из различных прослоев, которые имели различные размеры и в неоруденелых железистых роговиках. В магнетитовых рудах зерна магнетита и особенно скопления и блоки часто более крупные, чем в породах, но и здесь трудно установить, имеем ли мы дело с монокристаллами из аналогичных прослоев. Если проследить переход рудного прослоя из породы в руду в пределах одного образца (на расстоянии 5—20 см), то установить изменение формы и размеров рудных зерен не удастся.

В табл. 35 показано изменение размеров зерен и сростков минералов при переходе роговика в руду (в мм).

В полированном образце выделено пять типов прослоев, отличающихся минеральным составом. В пределах каждого прослоя проделан статистический подсчет размеров минеральных зерен и сростков.

Результаты подсчета показывают, что кристаллы и сростки мартита, магнетита, гематита не изменяют своих размеров при переходе от роговика к руде.

По-видимому, в приконтактной зоне на расстоянии нескольких десятков сантиметров от неоруденелых пород перекристаллизация рудных минералов в широких масштабах не происходила. Увеличение размеров рудных сростков, скоплений и сплошных масс в магнетитовых рудах наблюдается преимущественно в центральных частях залежей.

Мартитизация магнетита по границам зерен и микротрещинам в рудных сростках и скоплениях приводила к выявлению неоднородного строения рудных сростков и сплошных масс. Поэтому в большинстве окисленных руд при внимательном изучении не находится крупных монокристаллов, которые были бы значительно лучше окристаллизованы и имели бы большие размеры, чем в рудных прослоях неоруденелых пород (табл. XVI).

Кварц рудных прослоев также мало изменяется при переходе из неоруденелых пород в руды. В плотных рудах, даже на значительном расстоянии от контакта с вмещающими породами, форма и размеры кварцевых зерен такие же, как и в рудных прослоях железистых роговиков. Таким образом, в рудах не было общей интенсивной перекристаллизации. Отдельные локальные перекристаллизованные участки в виде жилок, линз, неправильных пятен среди смятых участков встречаются как в рудах, так и в породах. Эти участки сложены более поздним крупнозернистым кварцем с неровными краями, для которого характерно резко волнистое угасание.

Таблица 35

Минеральные выделения	Роговик, образец 1	Роговик, образец 2	Измененный роговик	Сильно измененный роговик	Плотная руда	Слабо выщелоченная руда	Пористая руда
Сростки мартита .	0,25	0,23	0,25	0,24	0,26	0,19	0,20
Кристаллы мартита в сростках .	0,057	0,050	0,050	0,050	0,050	0,055	0,050
Гематит в мартитовом прослое .	0,043	0,041	0,044	0,040	0,045	0,040	0,025
Реликты магнетита в мартите .	0,010	0,012	0,007	0,009	0,009	0,008	0,001
Сростки мартита	0,16	0,22	0,27	0,18	0,18	0,16	0,10
Кристаллы мартита . . . . .	0,050	0,056	0,050	0,050	0,058	0,050	0,050
Гематит в мартитовом прослое .	0,030	0,036	0,042	0,044	0,040	0,035	0,040
Реликты магнетита в мартите .	0,005	0,008	0,008	—	0,007	0,009	—
Гематит в красном кварцевом прослое . . . . .	0,025× ×0,01	0,03× ×0,01	0,02× ×0,005	0,03× ×0,01	0,025× ×0,01	0,03× ×0,01	0,02× ×0,01
Гематит в мартитовом прослое .	0,02× ×0,005	0,02× ×0,005	0,025× ×0,01	0,02× ×0,005	0,015× ×0,005	0,02× ×0,005	0,015× ×0,005
Гематит в бедном мартитовом прослое . . . . .	0,03× ×0,005	0,05× ×0,01	0,025× ×0,01	0,025× ×0,007	0,025× ×0,005	0,025× ×0,005	0,03× ×0,005

Иногда на стыках рудных и полурудных прослоев наблюдаются относительно крупные монокристаллы кварца, однако постепенного замещения роговикового кварца крупнозернистым установить не удалось. Взаимоотношения различных типов кварца в контактной зоне трудно установить из-за влияния вторичного окварцевания, которое наиболее интенсивно проявилось во вмещающих породах непосредственно у контакта с плотными рудами, где наблюдается масса кварцевых прожилков мощностью от миллиметра до нескольких сантиметров. Интенсивность околорудного окварцевания быстро уменьшается по мере удаления от контактов.

В богатых рудах очень редко встречается кварц, обладающий реликтовой роговиковой микрогранобластовой структурой, так как

при переходе безрудных и полурудных прослоев из пород в руды они постепенно выклиниваются, а на их месте в руде остаются тонкие полоски, сложенные мелкозернистой массой гематита первой генерации, который ранее был рассеян в полурудных прослоях. При образовании бедных руд вынос кварца из безрудных и полурудных прослоев был неполным, и в рудах находятся гематито-кварцевые прослой с роговиковой структурой. Абсолютное количество мелкозернистого гематита первой генерации в прослое не изменяется, но относительное количество увеличивается в результате выноса  $\text{SiO}_2$ .

В выклинивающихся безрудных (полурудных) прослоях обычно сохраняется роговиковая структура независимо от характера контакта и состава руд. Лишь в дизъюнктивных контактах наблюдается некоторая перекристаллизация безрудных кварцевых прослоев. Хорошо заметно сохранение структуры прослоя при постепенном уменьшении мощности роговикового прослоя в нормальных складчатых контактах (табл. XVII, А).

Таблица 36

Шлиф	Направление изменения	Расстояние от края шлифа, мм	Мощность прослоя, мм	Число зерен кварца в прослое	Средний размер кварцевого зерна, мм
33228-в	Роговик—руда	0	2,4	52	0,046
		2	2,2	45	0,048
		4	2,1	43	0,049
		6	1,5	34	0,044
		8	0,9	20	0,045
		10	0,35	8	0,042
33228-к	Роговик—руда	0	2,1	40	0,052
		4	1,7	32	0,053
		6	1,4	26	0,054
		8	1,0	19	0,053
		10	0,8	15	0,053
		12	0,4	8	0,050
		14	0,4	8	0,050

В табл. 36 приведено изменение мощности роговиковых прослоев и размеров зерен кварца в различных частях выклинивающегося прослоя при переходе из роговика в руду. В шлифе 33228-в (табл. XVII, А) мощность безрудного прослоя с небольшим количеством рассеянного гематита и мартита уменьшилась с 2,4 до 0,3 мм на расстоянии 11 мм; в шлифе 33228-к — с 2,0 до 0,4 мм на расстоянии 16 мм.

Почти всегда наблюдается постепенное уменьшение мощности прослоя вследствие уменьшения числа зерен кварца, слагающих

прослой, без существенного изменения общей структуры, конфигурации и размеров отдельных зерен.

Конец прослоя сложен сравнительно мелкими зернами, типичными для краевых участков прослоев. Этим объясняется некоторое уменьшение размеров зерен кварца в конце прослоя.

В складчатых контактах выклинивающиеся кварцевые прослои часто разветвляются, иногда от них под прямым углом отходят прожилки, секущие соседние рудные прослои (табл. XVII, Б).

В шлифе 33228-к от роговикового прослоя отходит ответвление, секущее несколько рудных прослоев; мартитовые сростки и скопления в местах пересечения прожилкой разорваны и растянуты. В секущих прожилках иногда наблюдаются раздувы и сужения, но в них всегда сохраняется роговиковая структура. Наличие роговиковой структуры позволяет отличать описанные выше образования от жилок вторичного перекристаллизованного кварца, которые характеризуются неравномерной зернистостью и большими размерами зерен.

Петрографическое изучение контактных зон подтверждает вывод, сделанный в предыдущей главе, о том, что безрудные и полурудные прослои были значительно более пластичными, чем рудные. В безрудных прослоях не наблюдается поперечных трещин и разрывов, характерных для рудных прослоев (кливаж), отмечается «вытекание» более пластичного материала роговиковых прослоев, заполнение им трещин и разрывов в рудных прослоях.

Таким образом, изучение минерало-петрографических изменений железистых пород при образовании руд показало, что основные минералы пород — магнетит (мартит), мелкочешуйчатый гематит первой генерации и кварц рудных прослоев существенно не изменяются. Резкое изменение претерпевают только безрудные и полурудные прослои, которые постепенно утоняются и выклиниваются.

Отмеченные выше особенности в равной мере характерны как для магнетитовых, так и для плотных и рыхлых мартитовых руд.

Особое место занимает вопрос о новообразовании некоторых минералов в рудах и в первую очередь вопрос привноса и отложения рудных компонентов. Во многих работах отмечается замещение кварцевых прослоев дисперсным гематитом при образовании «окраскованных» руд. Ю. Г. Гершойг пишет (1955), что процесс рудообразования состоит в выносе  $\text{SiO}_2$  из пород и замене его магнетитом.

Л. И. Мартыненко (1950) и Л. Ф. Залата (1955) считают, что никакого привноса гидрогематита и дисперсного гематита в процессе рудообразования не было.

Замещение кварцевых прослоев (как безрудных, так и полурудных) рудными минералами с полным сохранением объема нигде не наблюдается. Случаи увеличения мощности рудных

прослоев в рудах вследствие появления новых зерен магнетита (мартита) уже отмечались выше. Новообразованные рудные минералы не отличаются от нормального магнетита (мартита), что не позволяет четко разделить магнетит первой и второй генераций. Частичное замещение безрудных прослоев магнетитом (в окисленных рудах — мартит) можно наблюдать в контактных зонах. Наиболее интересны явления замещения полурудных или безрудных прослоев плотной магнетитовой рудой. На руднике им. Кирова наблюдается замещение кварца магнетитом в роговиках II железистого горизонта в обнажении по р. Саксагани. Прослой кварца до замещения были будинированы, но без разделения на отдельные будины, а лишь с образованием шеек. Полному замещению магнетитом подвергся участок будины (линзы), переходный от шейки к собственно линзе. Центр ее замещен частично в виде затека неправильной формы (табл. XVIII, А). В кварце хорошо заметна первичная слоистость, идущая параллельно ограничениям линзы; но кварц в пределах шейки перекристаллизован.

Характерный пример замещения кварца можно видеть в горных выработках шахты «Северной» рудника им. Кирова, а также в толще II железистого горизонта. Породы представлены грубо-слоистыми силикатно-магнетитовыми роговиками, состоящими из красных кварцевых прослоев мощностью 3—8 см, переслаивающихся с менее мощными (0,5—1 см) прослоями магнетита, гематита и силикатов. Замещению подвергались красные кварцевые прослой, в которых новообразованный магнетит распространяется в виде гнезд и заливов причудливой конфигурации. В общей массе магнетита встречаются останцы красного кварца неправильной формы; они обычно вытянуты по слоистости и содержат внутри замещенные участки.

В отдельных участках прослой красного кварца почти полностью исчезают, замещаясь магнетитом. В магнетитовых слоях встречаются кварц, микроклин, флогопит, карбонат, апатит, топаз (?). Зоны подобного послойного оруденения достигают мощности 8—10 м, а отдельные сплошные прослой магнетита — до 10 см.

В табл. XVIII, Б показана микрофотография шлифа, где в безрудном прослое, который почти полностью выклинился при переходе в руду, появляются скопления мартитовых зерен. Образование магнетита (мартита) на месте роговиковых прослоев заметно и в отдельных образцах.

При изучении аншлифов иногда видно, что такой мартит (магнетит) сначала образовался между кварцевыми зернами, причем последние сохраняются в виде реликтов, которые со всех сторон окружены каймой рудного минерала (табл. XIX, А). Можно также наблюдать, хотя и очень редко, замещение магнетитом нормальных безрудных прослоев с незначительным уменьшением объема последних.

Новообразование магнетита, безусловно, происходило в широких масштабах, но определить количественную сторону процесса и взаимоотношения магнетита второй генерации с другими минералами невозможно, так как процессы окисления или наложенного метасоматоза сильно изменили первичный облик руд.

Подсчет содержания рудных и нерудных минералов в пределах одного полированного штуфа, в котором прослеживается переход железистого роговика в руду, показывает увеличение абсолютного количества магнетита (мартита) в руде (рис. 25).

Характерным минералогическим изменением, которое в большинстве случаев устанавливается достаточно точно, является появление гематита второй генерации.

В богатых рудах правильные таблички и пластинки этого гематита образуются как в рудных прослоях среди зерен магнетита (мартита), часто обрастая последние, так и среди гематита первой генерации в бывших полурудных прослоях. Крупные скопления гематита второй генерации обычно находятся у контактов рудных и полурудных прослоев, а

также в разрывах и трещинах кливажа рудных прослоев (табл. XIX, Б). Содержание гематита второй генерации может достигать 20—25%, особенно в гематито-магнетитовых рудах. В окисленных рудах этот гематит не всегда устанавливается, особенно в сростках с мартитом.

Гематит второй генерации редко встречается в неоруденных железистых породах на значительном расстоянии от рудных залежей, но непосредственно у контакта он может образовывать отдельные пластинки и скопления в породах, располагающиеся как в рудных прослоях, так и в полурудных. Содержание его здесь невелико — не более 3—5%.

Гематит третьей генерации играет очень незначительную роль, к тому же он встречается не только в рудах, но и в же-

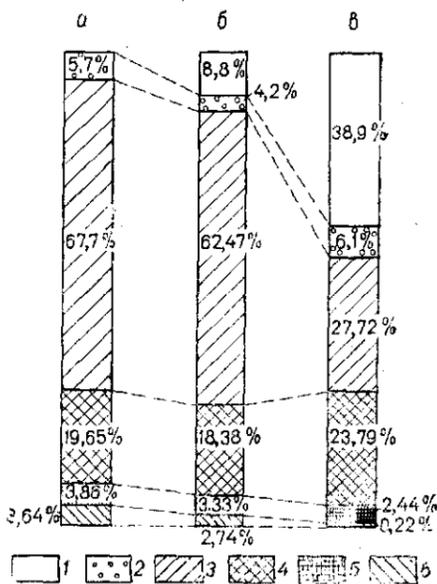


Рис. 25. Сопоставление количественного минерального состава железистого роговика (а и б) и образующейся из него руды (в).

1 — сжатие (усадка) по замеру мощностей выделенного прослоя, 2 — пористость, 3 — кварц, 4 — мартит, 5 — магнетит, 6 — прочие минералы.

лезнослюдковых жилах, расположенных среди неоруденелых пород.

В магнетитовых (мартитовых) рудах образование магнетита и гематита второй генерации играло важную роль в обогащении рудных залежей, однако основным рудным минералом являлся магнетит железистых пород. В отдельных случаях наблюдается образование богатых руд при метасоматическом

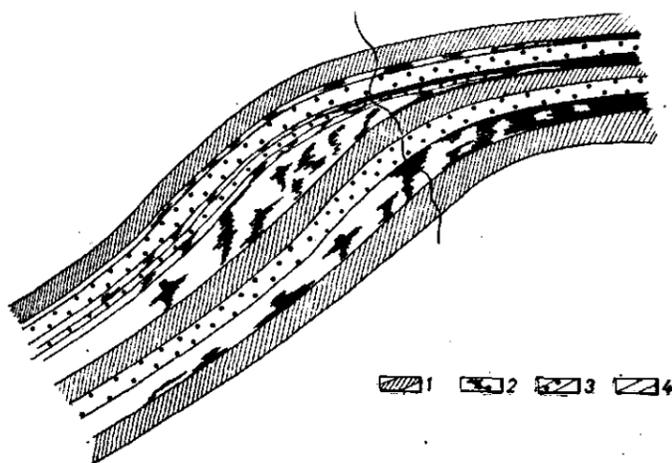


Рис. 26. Зарисовка контакта гетито-гематито-мартитового роговика и гетито-гематито-мартитовой руды.

1 — окисленные хлоритовые прослой, 2 — мелкокристаллический гематит, замещающий кварцевые прослой, 3 — мартитовые прослой, 4 — кварцевые (роговиковые) прослой.

замещении безжелезистых и маложелезистых пород, таких как песчаники или серицитовые сланцы. Главным минералом, замещающим зерна кварца в песчанике, является гематит, реже встречаются зерна мартита. Характерны типичные псевдоморфозы мелкотаблитчатого и чешуйчатого гематита по овальным кварцевым зернам. Между зернами встречаются крупные пластинки гематита, имеющие ровные грани.

При образовании гетито-гематито-мартитовых и гетито-гематитовых руд наблюдается уменьшение мощности прослоев окисленных сланцев, которые при этом становятся более темными в результате обогащения дисперсным гематитом. Роговиковые прослой при переходе в руду становятся все более и более узкими и одновременно замещаются мелкокристаллическим гематитом (рис. 26). Последний раньше всего появляется по границам кварцевого слоя в виде заливообразных пятен, постепенно распространяющихся на весь прослой. Таким образом, прослеживая слой за слоем, можно отчетливо наблюдать образование гематитовых прослоев вследствие метасоматического замещения

кварцевых, причем суммарная мощность последних заметно сокращается. В приведенном выше примере (рис. 26) суммарная мощность роговиковых прослоев у контакта составила 23 м.м., эти же прослои, прослеженные в руде, где они замещены гематитом, имеют суммарную мощность 11 м.м.

Очень интересно и показательно выглядит образование гетито-гематитовых руд за счет окисленных хлоритовых сланцев с прослоями роговиков. Нами был изучен контакт гетито-гематитовой руды и вмещающих ее пород IV сланцевого горизонта на глубине 160 м шахты «Гигант». В неоруденелой породе прослои мощностью 5—20 см, сложенные гидратизированным хлоритом, чередуются с роговиковыми прослоями мощностью 1—5 см. С приближением к контакту с рудой роговиковые (кварцевые) прослои замещаются тонкокристаллическим гематитом (рис. 27).

Таким образом, в рудах установлено новообразование ряда рудных минералов, не характерных для неоруденелых пород. В магнетитовых рудах новообразованные минералы представлены магнетитом и гематитом второй генерации. Новообразованные минералы, которые находятся как в магнетитовых, так и в мартитовых рудах, по размерам и форме почти не отличаются, что является дополнительным подтверждением генетической общности магнетитовых и мартитовых руд.

Несколько иной характер имеет замещение безрудных и сланцевых прослоев в гетито-гематитовых рудах. Новообразованные рудные минералы здесь — мелкокристаллический гематит и гетит, не наблюдающиеся в магнетитовых и плотных мартитовых рудах (табл. XX, А).

В некоторых рудных залежах отмечается развитие нерудных минералов, не встречающихся в неоруденелых породах. Образование этих минералов было связано как с перекристаллизацией, так и с воздействием наложенных метасоматических процессов на первичные магнетитовые руды. Случай перекристаллизации кварца и вторичного окварцевания в рудах и контактных зонах уже отмечались выше. Проявление метасоматических процессов четко устанавливается в неокисленных магнетитовых рудах; в мартитовых рудах можно видеть только окисленные реликты метасоматических минералов.

Основные метасоматические изменения железных руд проявляются в хлоритизации и мусковитизации, т. е. связаны с процессами магниально-щелочного метасоматоза. Эти процессы наиболее интенсивно развиты в центральной части залежи Северной рудника им. Фрунзе и в лежащем боку у контакта с безрудными роговиками и сланцами II и IV сланцевых горизонтов, где имеются многочисленные зоны смятий и нарушений.

Во вмещающих железистых породах метасоматические зоны встречаются редко, содержание хлорита незначительно (до 3—5% в рудных прослоях), а мусковит встречается только в редких

сланцевых прослоях, где представлен мелкими чешуйками и листочками (серицит ?). Пластинчатый мусковит в неоруденелых породах не встречается.



Рис. 27. Зарисовка контакта гетито-гематито-маритовой руды и роговика.

1 — окисленные хлоритовые прослой, 2 — мелкокристаллический гематит, замещающий кварцевые (роговиковые) прослой, 3 — маритовые прослой, 4 — кварцевые (роговиковые) прослой, 5 — гетито-гематито-маритовый роговик, 6 — гетито-гематито-маритовые руды.

Рассмотрим основные особенности метасоматических изменений.

**Хлоритизация.** Хлориты в неоруденелых магнетитовых роговиках представлены преимущественно пеннином и прохлоритом, которые образуют мелкие чешуйки в рудных прослоях или мельчайшие (0,01 мм) листочки в безрудных. Эти хлориты, по видимому, являются нормальной составной частью пород и сингенетичны с магнетитом и кварцем. Нередко удлиненные чешуйки хлорита вместе со стебельчатым кварцем заполняют промежутки между кристаллами магнетита, причем хлорит и кварц расположены взаимопараллельно.

В рудах также содержится реликтовый хлорит железистых пород, но количество его незначительно и взаимоотношения с главными минералами такие же, как в неоруденелых породах.

Новообразованный хлорит представлен почти исключительно прохлоритом с содержанием до 50% молекулы ( $H_4Fe_3Si_2O_7 + H_4Fe_2Al_2SiO_7$ ), по Винчеллу, согласно показателям преломления. К прохлориту Винчелл относит железистый корундофиллит с  $Mg : Fe = 80 : 20$  до  $60 : 40$ .

Вторичный характер этого прохлорита проявляется в широко развитых явлениях замещения реликтовых нерудных минералов хлоритом, причем удается проследить различные стадии этого процесса — от появления отдельных чешуек хлорита на границе зерен кварца до полного замещения последних, когда изъеденные реликтовые зерна кварца, содержащие иголки хлорита, находятся в спутанноволокнистой хлоритовой массе.

Магнетитовые сростки часто обрастают более крупными пластинками хлорита, но явлений коррозии магнетита при этом не наблюдается; однако, если хлорит находится в парагенезисе с мусковитом, то оба минерала заполняют трещины и изъеденные краевые части магнетитовых сростков.

Вторичная хлоритизация развита в магнетитовых рудах исключительно широко, в большинстве (более 80%) неокисленных руд кварца либо нет, либо находится в незначительном количестве, а на его месте располагается чешуйчатый хлорит.

**Мусковитизация.** Мусковит распространен локально, в виде пятен и полос различной мощности среди хлорито-магнетитовых руд. Наиболее распространены мусковито-хлорито-магнетитовые руды, значительно реже мусковито-магнетитовые руды, содержащие примесь хлорита и кварца.

Мусковит образует чешуйки и пластинки, секущие хлориты и кварц; характерно также образование пластинок мусковита вокруг кристаллов магнетита, причем каждая пластинка ориентирована параллельно грани кристалла магнетита. В идеальном случае вокруг ромбоэдра магнетита образуется четыре пластинки мусковита.

Грани кристаллов магнетита ровные, без шероховатостей, заливов или зазубрин. Такие правильные кристаллы редко встречаются в богатых рудах, где магнетит образует сплошные массы, блоки, сложные сростки, но являются обычной составной частью

различных сланцевых прослоев, которые также подвергались метасоматическим изменениям.

В неизменных сланцах магнетит образует порфиробласты в лепидобластовой основной массе, представленной мелкочешуйчатым хлоритом или серицитом. В измененных сланцах порфиробласты магнетита обрастают пластинчатым мусковитом, основная масса почти не изменяется.

В богатых рудах мусковит заполняет все трещины и промежутки между рудными сростками и блоками, нередко это является причиной зернистой структуры руды (табл. XX, Б).

В массивных рудах микротрещины закрыты или выполнены кварцем, развитие мусковита по мельчайшим трещинкам ослабляет сцепление между зернами, разъединяет отдельные зерна, ранее входившие в состав сплошных блоков, и в результате образуются менее плотные руды с зернистой или песчанистой структурой.

При дальнейшем развитии процесса мусковитизации наблюдается коррозия магнетита — изъеденные кристаллы последнего с округлыми углами со всех сторон окружены пластинчатым мусковитом. Мусковит проникает в магнетит, иногда даже сечет его. В рудах уже не наблюдаются сплошные массы — на их месте находятся агрегаты округлых изометричных зерен магнетита с неровными зазубренными краями, расположенные среди беспорядочно ориентированных пластинок и чешуй мусковита или мусковита и хлорита (табл. XXI, А).

И наконец, в сланцевых прослоях встречаются почти нацело замещенные кристаллы магнетита или скопления мусковита на месте бывших зерен магнетита.

**Карбонатизация.** Здесь рассматривается глубинная карбонатизация магнетитовых руд, наблюдаемая у контакта средней и верхней свит.

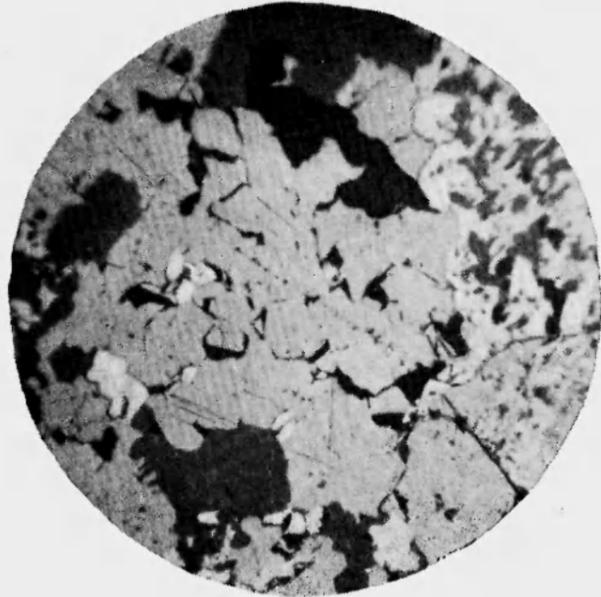
В большинстве случаев карбонатизации подвергаются только руды, но иногда этот процесс захватывает и неоруденелые железистые породы (скв. 5328 и др.), где кварц замещается карбонатом.

Встречаются также удлиненные столбчатые зерна карбоната, представляющие, по-видимому, псевдоморфозы по хлориту или стебельчатому кварцу.

В рудах карбонат образует крупные хорошо ограненные кристаллы, которые выполняют прожилки или цементируют рудные обломки; такие карбонатно-магнетитовые руды напоминают брекчии. Карбонат представлен преимущественно кальцитом, реже встречается доломит.

Взаимоотношения основных минералов в метасоматически измененных рудах показывают, что процессы метасоматоза более поздние, чем рудообразующий процесс. Кроме того, сами метасоматические процессы не были одновременными, а шли в несколько этапов.

ТАБЛИЦА XVI



*a*



*б*

Магнетит (светло-серый) в рудном прослое неоруденного роговика (*a*) и в магнетитовой руде (*б*). Темное — нерудные минералы; аншлиф,  $\times 70$ .



А



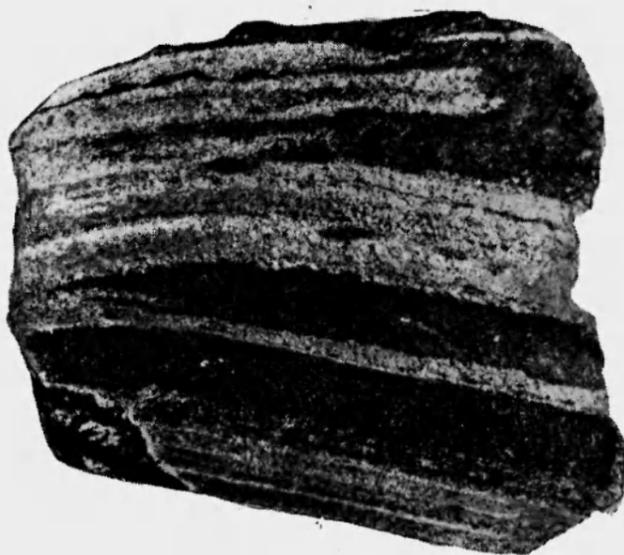
Б

А — контактная зона; выклинивание кварцевого прослоя при переходе роговика в руду; черное — рудные минералы; шлиф, николи скрещены,  $\times 20$ .

Б — контактная зона; от выклинивающегося кварцевого прослоя отходит секущий прожилок с роговиковой структурой; шлиф, николи скрещены,  $\times 20$ .



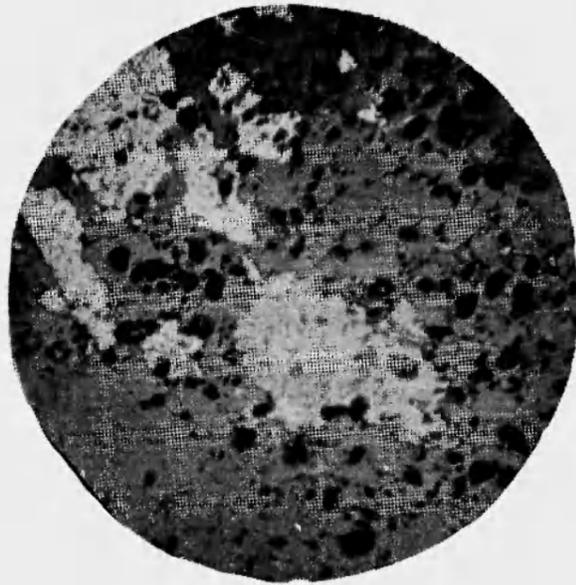
А



Б

А — замещение кварцевого прослоя магнетитом;  
аншлиф, нат. вел.

Б — контактная зона; частичное замещение кварцевого  
прослоя; темно-серое — кварц, белое — магнетит  
(мартит); аншлиф,  $\times 2$ .



А

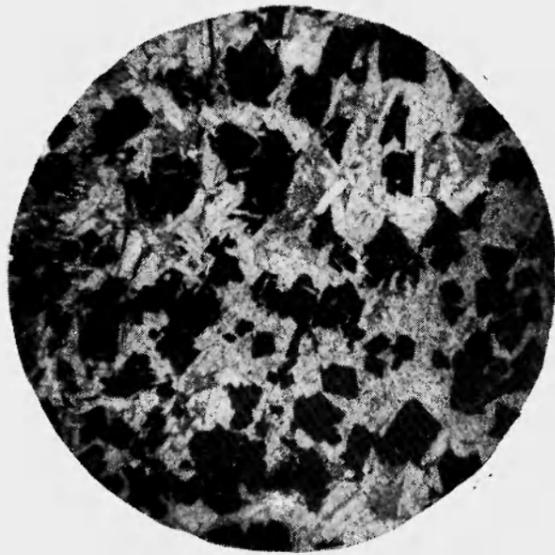


Б

А — новообразованный магнетит (мартит) в кварцевом прослое; серое — кварц, белое — мартит; аншлиф,  $\times 20$ .  
Б — гематито-магнетитовая руда; новообразованный гематит (белый) выполняет пространство между зернами магнетита (светло-серый); черное — нерудные минералы; аншлиф,  $\times 70$ .



А

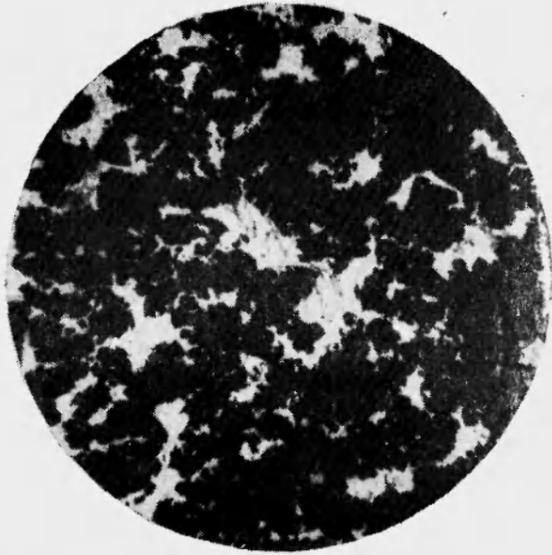


Б

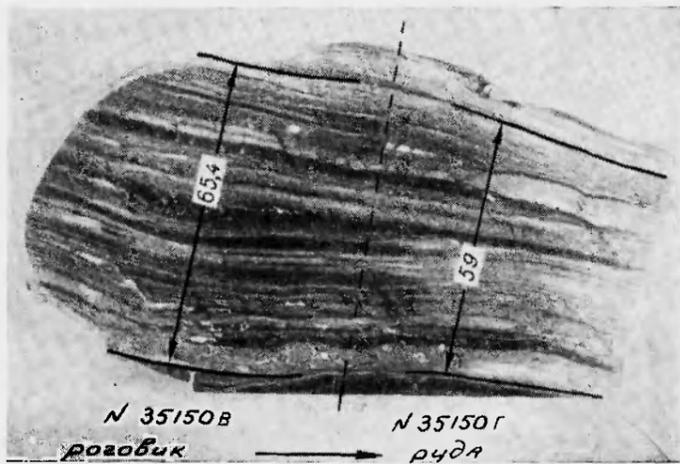
А — образование мелкокристаллического гематита в роговиковом прослое; темное — гематит, светло-серое — кварц; штурф (уменьшено в два раза).

Б — силикатно-магнетитовая руда; черное — магнетит, белое — пластинки мусковита, светло-серое — хлорит; шлиф,  $\times 20$ , николи параллельны.

ТАБЛИЦА XXI



А



Б

А — силикатно-магнетитовая руда; корродированные зерна магнетита (черное) располагаются в тонкочешуйчатой силикатной массе (светлое), шлиф,  $\times 20$ , николи параллельные.

Б — контакт магнетито-мартитового роговика и руды; темно-серое — кварцевые прослой, светло-серое — рудные прослой; аншлиф.

Наиболее широко развит алюмомагнезиальный метасоматоз, проявляющийся в повсеместной хлоритизации руд.

Щелочной — калиевый метасоматоз проявлялся в локальной мусковитизации руд. Щелочные растворы следовали теми же путями, что и магнезиальные, но приурочивались к наиболее благоприятным зонам. Мусковитизация наиболее интенсивно проявлялась в хлоритизированных магнетитовых рудах, а не в кварцево-магнетитовых рудах.

Карбонатизация была более поздним метасоматическим изменением. Карбонаты замещали как кварц, так и хлорит, но доказать гипогенный характер карбонатного метасоматоза так же трудно, как и гипергенный. Ясно, что карбонатизация могла происходить вероятнее всего в восстановительной среде, что подтверждается фактами мушкетовитизации гематита (железной слюдки) в карбонатно-магнетитовых рудах.

В большинстве случаев метасоматические процессы, особенно щелочной метасоматоз, привели к некоторому уменьшению содержания железа в рудах.

И наконец, в зоне окисления можно наблюдать локальные проявления лимонитизации руд и пород, где гидроокислы железа замещают силикаты и образуются между зернами кварца.

Тимким образом, основной рудообразующий процесс вызвал в железистых породах следующие изменения: а) вынос кремнекислоты из безрудных и полурудных прослоев и б) новообразование магнетита (затем окисленного в мартит) и гематита второй и частично третьей генераций.

Наложённые процессы, которые были связаны как с метасоматическими проявлениями, так и с зоной окисления, несколько изменили первичные руды. Вторичный, пострудный характер этих процессов в большинстве случаев не вызывает сомнений.

#### Геохимические изменения

##### Химический состав железистых пород

Химический состав неоруденелых железистых пород довольно простой и однообразный. Джеспилиты и железистые роговики фактически представляют собой двухкомпонентные породы, которые содержат до 90—95% окислов железа и кремнезема. Содержание железа в неоруденелых роговиках может изменяться от 25 до 42% (в пересчете на металлическое железо). Наиболее богатыми железом являются тонкополосчатые джеспилиты V железистого горизонта, которые содержат 39—41% железа. Вообще джеспилиты имеют очень однородный состав и среди них не встречаются участки, которые значительно отличались бы содержанием железа.

Толща пород VI железистого горизонта, которая сложена преимущественно среднеполосчатыми мартитовыми роговиками, содержит в среднем 34—35% железа.

Магнетитовые роговики IV железистого горизонта в антиклинальной части рудника им. Фрунзе содержат в среднем 30—32% железа, но здесь встречаются отдельные участки с содержанием 38—40%.

В силикатных и силикатно-мартитовых роговиках содержание железа также редко опускается ниже 25—28%.

Соотношение  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$  в неокисленных породах определяется соотношением гематита и магнетита, а в окисленных породах зависит от степени мартитизации магнетита; некоторое значение может иметь также примесь железистых силикатов, которые обычно содержат закисное железо. Отношение  $\frac{Fe_2O_3}{FeO}$  в маг-

нетите равно 2,22, в большинстве железистых пород оно, как правило, выше. Некоторые неокисленные породы содержат до 50%  $Fe_2O_3$  и только 12—15%  $FeO$ , что объясняется примесью гематита (особенно в приконтактных зонах). Незначительное количество трехвалентного железа входит также в состав водных окислов железа, которые образовались при окислении железистых силикатов или вторичной лимонитизации.

Содержание  $SiO_2$  всегда обратно пропорционально содержанию железа. Джеспилиты содержат в среднем 38—42%  $SiO_2$ , мартитовые роговики 45—50%, малорудные железистые и силикатно-железистые роговики до 60%.

Содержание  $Al_2O_3$  в железистых роговиках не превышает 2—3%, а в тонкополосчатых мартитовых джеспилитах ниже 1%. В силикатных роговиках и сланцах содержится до 7—10%  $Al_2O_3$ , а в неокисленных хлоритовых сланцах даже до 20%.

Химический состав железистых роговиков и джеспилитов приведен в табл. 37.

Глинозем входит в состав хлоритов, слюд, амфиболов, глинистых минералов. Для основных рудоносных горизонтов содержание  $Al_2O_3$  изменяется от 0,3 до 2,0%. В отличие от железа и  $SiO_2$  глинозем в породах распределен менее равномерно и его количество зависит от наличия сланцевых прослоев.

Содержание  $MgO$  и  $CaO$  редко превышает 1,0%, только в хлорито-магнетитовых роговиках и некоторых сланцах может находиться до 2—3%  $MgO$ , которая входит в состав хлорита. Повышенное содержание  $CaO$  характерно для карбонатизированных пород.

Щелочные элементы встречаются в очень незначительном количестве и часто совершенно не улавливаются при обычном силикатном анализе.

$MnO$  и  $TiO_2$  содержатся также в незначительном количестве, но всегда фиксируются спектральным анализом.

В железистых роговиках содержится 0,001—0,1%  $P_2O_5$ , который входит в состав апатита или других фосфатов. В силикат-

Таблица 37

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub> . . . . .	39,30	35,50	41,00	43,05	40,02	46,14	48,38	59,02	53,20	38,36	44,64
TiO <sub>2</sub> . . . . .	—	0,08	0,03	Следы	Следы	Следы	0,04	0,01	Следы	Следы	Следы
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,40	1,44	0,80	4,24	0,30	1,04	0,06	0,20	1,83	0,86	4,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	58,20	56,97	41,94	50,07	56,86	48,90	49,66	30,58	39,40	57,13	46,08
FeO . . . . .	1,07	3,08	14,58	0,67	1,23	1,20	1,43	8,87	4,13	2,35	3,67
MnO . . . . .	0,02	0,04	0,08	Следы	0,03	Следы	0,03	0,07	0,03	0,03	0,18
MgO . . . . .	0,05	0,35	0,46	Следы	0,16	0,22	0,40	0,47	Следы	0,40	0,32
CaO . . . . .	0,10	0,28	0,26	0,12	0,20	0,04	0,13	0,28	Следы	0,61	0,50
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O . . . . .	0,32	0,27	0,08	Нф. опр.	0,39	0,17	0,04	0,02	0,37	0,18	0,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,04	0,03	0,14	0,11	0,05	0,06	0,05	0,05	0,02	0,11	0,07
SO <sub>3</sub> . . . . .	0,04	0,26	0,05	0,02	0,10	0,16	0,10	0,15	0,10	0,09	0,12
П. п. п. . . . .	0,40	0,90	0,52	1,69	0,26	1,50	0,10	0,22	0,81	0,10	0,10
Сумма . . . . .	99,94	99,20	99,94	99,97	99,60	99,34	100,42	99,94	99,89	100,22	99,83

1 — джеспилит маритовый, V железистый горизонт, рудник им. Дзержинского; 2 — роговик хлорито-маритовый, IV железистый горизонт, рудник им. Дзержинского; 3 — роговик магнетитовый, I железистый горизонт, рудник им. Кирова; 4 — роговик маритовый с примесью гидроокислов железа, IV железистый горизонт, рудник им. Кирова; 5 — джеспилит маритовый, V железистый горизонт, рудник им. Кирова; 6 — роговик маритовый, рудник им. К. Либкнехта; 7 — джеспилит маритовый, V железистый горизонт, рудник им. Октябрьской революции; 8 — роговик гематито-магнетитовый, частично мартизитовый, IV железистый горизонт, рудник им. Фрунзе; 9 — роговик маритовый, там же; 10 — джеспилит маритовый, рудник им. Ленина; 11 — роговик маритовый с примесью гидроокислов железа, рудник им. Ленина.

ных роговиках и сланцах, а также бурых железняках находится до 0,2—0,3%  $P_2O_5$ .

Сера встречается преимущественно в виде сульфидной, входящей в состав пирита и других сульфидов. Содержание серы в породах не превышает сотых долей процента. Кроме того, спектральными анализами установлено наличие некоторых редких элементов, причем элементарный состав различных сланцев богаче состава бессиликатных пород.

Общая химическая характеристика всех железистых пород на основании значительного числа (более 200) химических и спектральных анализов:

Свыше 10%	— Si, Fe, O
1—10%	— Al
0,1—1%	— Mg, Ca, Na, K, H
0,01—0,1%	— Ti, Mn, P, S, Sr*, Cr
0,001—0,01%	— V, Ni, Ga, Cu, Zr*, Pb*
Менее 0,001%	— Y*, Ag*, Co*, Sr*, Be*, Ba, Ge*

#### Химический состав железных руд

Содержание железа в рудах может изменяться от 46% — нижний предел содержания металлического железа, установленный для богатых руд криворожского типа, — до 72,3% — максимальное количество железа в чистом магнетите.

Магнетитовые руды содержат в среднем 61—62% железа, редко выше 66—67% и не ниже 56—58%.

Плотные мартитовые руды содержат 55—60% железа, количество которого с увеличением пористости обычно растет и в пористых мартитовых рудах доходит до 67—69% при пористости 20—30%. Такие руды очень широко распространены в Саксаганском районе и на отдельных рудниках составляют до 90% всех рудных залежей. Пористыми мартитовыми рудами сложена крупнейшая рудная залежь 4—5 на руднике им. Октябрьской революции, в которой среднее содержание железа до глубины 137 м превышает 66%.

Гетито-гематито-мартитовые и гетито-гематитовые руды содержат железа 58—62%.

Соотношение  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$  в рудах зависит от тех же факторов, что и во вмещающих породах.

Количество кремнезема в бессиликатных рудах, как правило, обратно пропорционально количеству железа.

Содержание  $Al_2O_3$  обычно не превышает 1—2%. В гетито-гематито-мартитовых и гетито-гематитовых рудах находится до 6—10%  $Al_2O_3$ , а в хлорито-магнетитовых рудах до 2—5%. В мартитовых рудах также отмечается некоторое увеличение количе-

\* Элементы встречены только в отдельных пробах, преимущественно в сланцевых прослоях; в незначительном количестве содержится также В, Сl, С, которые не определяются спектральным анализом.

Таблица 36

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub> . . . . .	4,28	1,77	3,22	3,80	12,50	5,53	0,72	13,30	15,24	12,20	1,40	1,20	11,14
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,02	0,11	0,28	Нет	Следы	0,19	0,11	0,09	0,01	0,01	0,01	Нет	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,36	1,22	2,65	2,55	0,45	5,30	1,97	2,67	0,30	0,10	0,11	1,59	10,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	71,38	70,36	67,66	49,80	75,17	77,99	85,21	80,50	81,84	85,81	97,36	96,00	74,12
FeO . . . . .	21,89	25,41	23,55	26,71	11,11	5,88	2,44	0,71	1,79	0,71	0,14	0,45	0,64
MnO . . . . .	0,02	0,01	0,08	0,03	0,03	0,09	0,09	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	—
MgO . . . . .	0,79	0,76	1,77	0,90	0,42	2,06	2,10	0,18	0,32	0,40	0,32	0,29	—
CaO . . . . .	0,28	0,10	0,14	5,54	0,25	0,42	2,52	0,20	0,12	0,13	0,14	0,16	—
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,18	0,19	0,21	0,12	Нет	0,39	0,10	0,07	0,04	Нет	Нет	0,16	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,05	0,09	0,23	0,20	0,11	0,41	0,18	0,04	0,07	0,05	0,06	0,06	0,18
S . . . . .	0,06	0,04	0,05	0,02	0,04	0,06	0,02	0,01	0,07	0,08	0,08	0,04	0,01
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,06	Нет	0,01	—	0,03	0,05	0,04	0,07	0,04	0,06	0,04	—	—
П. л. п. . . . .	0,53	0,10	0,44	8,16	0,25	1,28	4,76	1,48	0,08	0,16	0,19	0,27	—
Сумма . . . . .	99,90	100,21	100,36	97,83	100,54	99,70	100,30	100,00	99,95	99,73	99,87	100,23	—
Объемный вес	4,84	—	—	—	3,96	—	—	—	4,35	3,59	4,06	3,40	—
Удельный вес	4,99	—	—	—	4,0	—	—	—	4,58	4,42	5,24	5,00	—
Пористость, %	3,00	—	—	—	1,0	—	—	—	5,0	18,0	22,5	30,0	—

1 — гематито-магнетитовая руда, не измененная метасоматическими процессами, рудник им. Фрунзе, шахта 5, залежь Северная; 2 — магнетитовая руда (с примесью хлорита), там же; 3 — хлорито-магнетитовая руда, там же; 4 — карбонатно-магнетитовая руда, рудник им. Фрунзе; 5 — гематито-магнетитовая руда, частично окислена, шахта 5, залежь Северная, горизонт 280 м; 6 — магнетито-мартитовая руда, хлоритизированная с примесью мусковита, там же; 7 — гематито-мартитовая руда с примесью хлорита и карбоната, там же; 8 — плотная мартитовая руда, там же; 9 — плотная мартитовая руда, рудник им. Октябрьской революции, залежь 4—5; 10 — мартитовая руда средней пористости, там же; 11 — мартитовая руда, пористая, там же; 12 — мартитовая руда, пористая, там же; 13 — гетито-гематитовая руда, рудник им. XX партсъезда, горизонт 270 м.

ства  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — до 1,5—2,5%, что обусловлено наличием каолинита.

Химический состав железных руд (вес.%) приведен в табл. 38.

Содержание  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  зависит от наличия ряда второстепенных минералов и значительно изменяется в различных типах руд.

Элементарный состав железных руд (на основании 30 полных и 100 спектральных анализов):

Более 10%	— Fe, O
1—10%	— Si, Al
0,1—1%	— Mg, Ca, Na, K
0,01—0,1%	— Ti, Mn, P, S, Cr, Sr*
0,001—0,01%	— Y*, La*, Ba*
Менее 0,001%	— Ni, Cu, V*, Pb*, Ga*, Ag*

#### Изменения химического состава пород при переходе в руды

Как видно из сравнения, химический состав руд не отличается от состава неоруденных железистых пород; а такие элементы, как стронций, ванадий, никель встречаются в рудах только тогда, когда они есть во вмещающих породах. Руды отличаются от пород количественным содержанием главных компонентов.

Исследование контактных зон, сопоставление химических и спектральных анализов образцов лент даст возможность проследить постепенное изменение химического состава пород по мере перехода в руды. Результаты анализов представлены в виде графиков, где по горизонтальной оси откладывается расстояние (в масштабе от 1 : 10 до 1 : 200), а по вертикальной — содержание в процентах. Большинство образцов лент анализировалось на железо,  $\text{FeO}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , фосфор и серу; другие компоненты не определялись; но из каждой ленты отбиралось несколько проб для полного химического и спектрального анализов (рис. 28, 29). Результаты этих анализов приводятся в табл. 39, 40 и 41. В некоторых образцах лент определялась пористость; эти данные также нанесены на график.

Для сравнения неокисленных и частично окисленных пород и руд удобно пользоваться отношением  $\frac{\text{FeO}}{\text{Fe}}$ , увеличенным в 100 раз, т. е.  $\frac{\text{FeO}}{\text{Fe}} \cdot 100$ . Величина отношения  $\frac{\text{FeO}}{\text{Fe}} \cdot 100$  в чистом неокисленном магнетите равна 42,8, а в мартите или гематите, не содержащих реликтового магнетита, равна 0.

\* Элементы встречены только в отдельных пробах. В незначительном количестве встречаются также H, C, Cl, V.



Использование этого отношения дает возможность сравнивать руды и породы с различным абсолютным содержанием FeO и Fe.

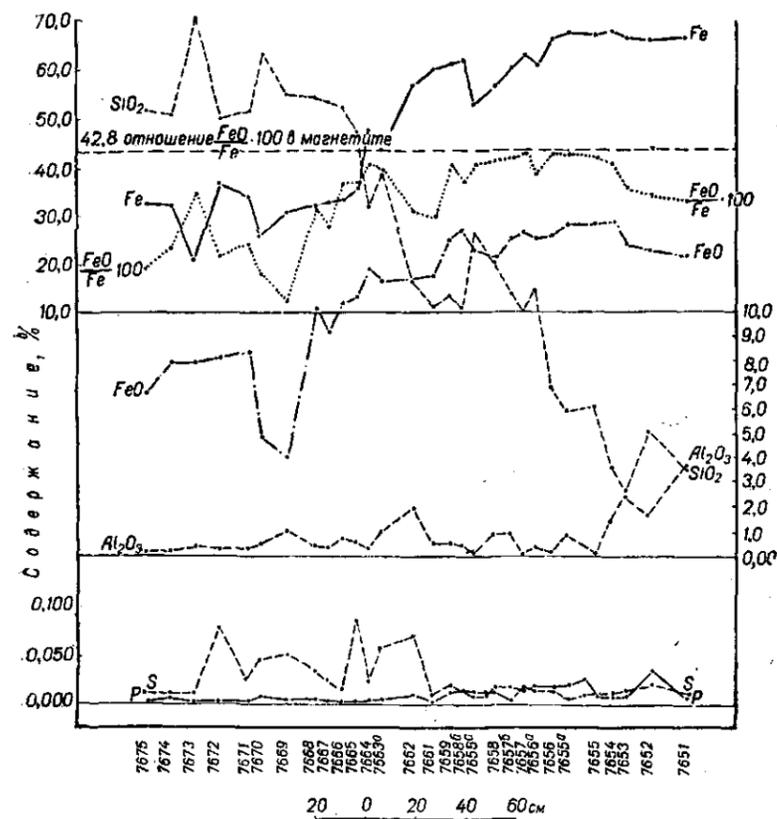


Рис. 29. График изменения химического состава пород и руд ленты № 3.

На некоторых графиках представлено также отношение  $\frac{FeO}{SiO_2} \cdot 100$ , которое до некоторой степени характеризует взаимоотношение процессов выноса  $SiO_2$  и окисления  $Fe^{2+}$ .

Перейдем непосредственно к рассмотрению полученных материалов по лентам.

#### Магнетитовые руды

**Лента № 3.** Лента отобрана в висячем боку залежи Северной шахты 5 рудника им. Фрунзе, горизонт 280 м, орт 22, северная стенка на контакте магнетитовых пород и руд (рис. 28).

Содержание железа постепенно увеличивается от 32% в неоруденелых роговиках до 35—55% в контактной зоне (рис. 29). Ширина контактной зоны около 80 см. Далее содержание железа увеличивается до 65—67% и остается стабильным.

Содержание  $\text{SiO}_2$  всегда обратно пропорционально содержанию Fe, что хорошо видно на графике. Количество FeO увеличивается пропорционально увеличению количества Fe, хотя, как видно из отношения  $\frac{\text{FeO}}{\text{Fe}} \cdot 100$ , эта зависимость не везде строго выдерживается, так как железистые роговики в приконтактной зоне несколько (до 50%) окислены, а в плотных рудах мартитизация не наблюдается, и избыток  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  входит в состав гематита.

Количество  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в неоруденелых породах, приконтактной зоне и плотных рудах остается постоянным (0,3—1,0%), но резко увеличивается в измененных метасоматическими процессами рудах (до 2,0—4,0%).

Для серы характерна обратная картина — максимальное содержание в приконтактных породах (местами свыше 0,05%) и низкое в рудах — до 0,025%.

Содержание фосфора почти не изменяется, оставаясь в пределах 0,005—0,025%, лишь в отдельных образцах руд повышается до 0,035%.

На продолжении ленты № 3 отобрана серия образцов магнетитовых руд (по орту 20) от висячего к лежащему боку залежи. Результаты анализов представлены на графике (рис. 30), схема построения которого отличается от предыдущего лишь более мелким масштабом — 1:200, так как мощность залежи на данном участке около 40 м.

Содержание железа в рудах изменяется от 60 до 68%. Содержание FeO не пропорционально содержанию Fe, так как чисто магнетитовые руды переслаиваются с гематито-магнетитовыми и магнетито-мартитовыми. Образцы 7638—7633 представлены сильно окисленными рудами, и кривые содержания FeO и отношения  $\frac{\text{FeO}}{\text{Fe}} \cdot 100$  образуют резкий перегиб.

Наиболее интересная особенность — четко выраженная прямая пропорциональность между содержанием  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , что характерно для руд, в которых кварц полностью замещен алюмосиликатами.

Количество серы практически не изменяется. Кривая содержания фосфора образует резкие пики (свыше 0,1%), независимые от количества других компонентов.

В лежащем боку залежи отобрана лента № 2, являющаяся продолжением серии образцов руд, отобранных в орту 20 оси. Магнетитовые руды резко сменяются безрудными роговиками с прожилками и прослоями различных сланцев.

График изменения химического состава руд аналогичен графику рис. 29, отличаясь повышенным содержанием фосфора и местами  $Al_2O_3$  (рис. 30).

Содержание  $Al_2O_3$  прямо пропорционально содержанию  $SiO_2$  (часто содержание  $Al_2O_3$  равно  $SiO_2$ ).

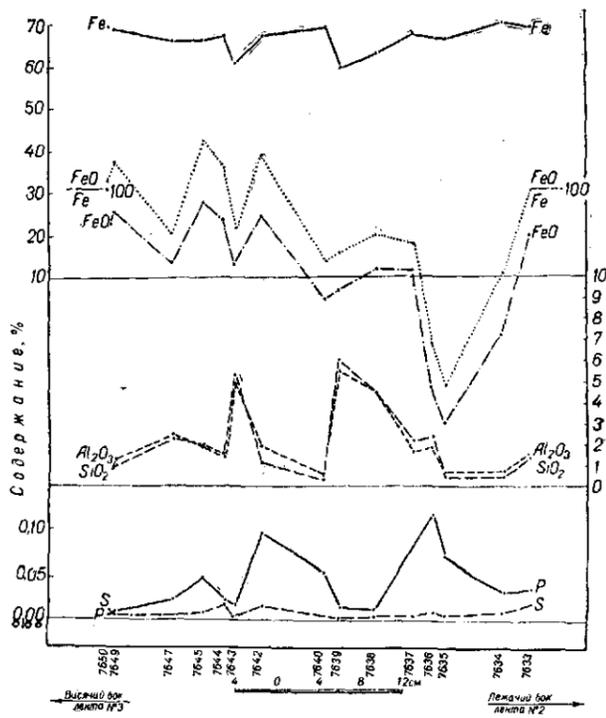


Рис. 30. График изменения химического состава руд между лентами № 2 и 3.

Безрудные роговики состоят из  $SiO_2$  и незначительного количества  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ . Сланцы резко отличаются по составу, что позволяет выделить несколько разновидностей, между которыми наблюдаются постепенные переходы.

В табл. 39 представлены химические анализы пород и руд лент № 2 и 3, а также образцов, отобранных между лентами.

В табл. 40 приведены результаты спектрального анализа пород и руд лент № 2 и 3.

#### Маргитовые руды

*Лента № 1.* Лента отобрана у лежащего бока залежи V Северная шахты «Центральная» рудника им. Фрунзе, горизонт 256 м, орт. 33, южная стенка (рис. 31). Здесь прослежен постепенный

Таблица 39

№ образца	Компонент, вес. %													Объемный вес	Удельный вес	Пористость, %	
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O (свп.)				Л. п. н.
7599a	45,88	0,73	29,52	2,08	9,04	0,02	0,85	0,09	0,43	5,92	0,03	0,10	0,05	4,90	99,64	—	—
7604a	33,43	0,62	20,33	9,29	26,56	0,06	3,60	0,12	0,09	0,05	0,05	0,12	0,09	5,83	100,19	—	—
7607	38,04	0,73	27,80	12,90	6,60	0,02	1,26	0,16	1,89	6,46	0,11	0,13	0,06	3,81	99,97	—	—
7621	3,22	0,28	2,65	67,66	23,55	0,08	1,77	0,14	0,21	0,23	0,41	0,12	0,01	0,44	100,36	4,51	4,64
7632	5,53	0,19	5,30	77,99	5,88	0,06	2,06	0,42	0,39	0,18	0,14	0,05	0,05	1,28	99,70	4,76	4,87
7634	0,72	0,11	1,97	85,21	2,44	0,09	2,10	2,52	0,10	0,18	0,06	0,04	0,04	4,76	100,30	—	—
7641	1,77	0,11	1,22	70,36	25,41	0,01	0,76	0,10	0,19	0,09	0,09	Нет	Нет	0,10	100,21	4,91	4,91
7652	4,28	0,02	0,36	71,38	21,89	0,02	0,79	0,28	0,18	0,05	0,06	0,06	0,06	0,53	99,90	4,84	4,99
7658	20,76	0,01	0,15	54,10	22,47	0,02	0,54	0,21	0,28	0,05	0,07	0,04	0,04	1,14	99,84	4,12	4,35
7663	29,72	0,02	0,12	49,15	19,60	0,02	0,50	0,14	Нет	0,05	0,06	0,02	0,02	0,20	99,60	3,61	3,81
7673	59,02	0,01	0,20	30,58	8,87	0,02	0,47	0,28	0,02	0,05	0,06	0,02	0,02	0,22	99,82	3,03	3,13

Лента № 2: 7599a — сланец серпентиновый; 7604a — сланец хлоритово-хлоритовый; 7607 — сланец хлоритово-серпентиновый; 7621 — руда хлоритово-магнетитовая.

Образцы между лентами: 7632 — руда хлоритово-магнетитовая; 7634 — руда карбонатно-мартиновая; 7641 — руда магнетитовая.

Лента № 3: 7652 — руда магнетитовая; 7658 — бедная руда; 7663 — роговик обогащенный — контактная зона; 7673 — роговик неоруденный.

Таблица 40

№ образца	Zn	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Zr	Cu	Pb	Ag	Ga	Y	Sc	Za	Be
7599	—	0,01	0,001	—	0,х	0,001	0,01	0,0х	Н. сл.	—	—	Н. сл.	0,001	Н. сл.	—	—
7601	—	0,0х	0,001	—	0,01	0,001	0,001	—	0,001	—	0,001	—	—	—	—	—
7603	?	0,0х	0,001	—	0,х	Н. сл.	0,01	0,0х	Н. сл.	—	Н. сл.	—	—	—	—	—
7604а	—	0,0х	0,001	Н. сл.	0,0х	"	0,01	—	"	—	?	"	—	—	—	—
7607	—	0,0х	0,001	—	1,0	0,001	0,01	0,01	"	Н. сл.	?	"	Н. сл.	—	—	?
7611	—	0,1	Н. сл.	—	Н. сл.	Н. сл.	0,001	—	"	—	—	"	—	—	—	—
7621	—	0,1	"	—	"	—	0,001	—	"	—	—	"	—	—	—	—
7627	—	0,1	"	—	0,01	Н. сл.	0,001	—	"	—	—	"	—	—	—	—
7632	—	0,1	"	—	0,0х	"	0,001	—	"	—	—	"	—	—	—	—
7634	—	0,1	"	—	Н. сл.	"	0,001	—	"	—	—	"	—	—	—	—
7641	—	0,0х	—	—	0,001	—	0,001	—	"	—	—	"	—	—	—	—
7652	—	0,00х	—	—	0,00х	—	0,001	—	0,001	—	—	"	—	—	—	—
7656	—	0,00х	—	—	—	—	0,001	—	0,001	—	—	"	—	—	—	—
7658	—	0,00х	—	—	0,001	—	0,001	—	0,001	—	—	"	Н. сл.	—	0,001	—
7663	—	0,001	—	—	0,00х	—	0,001	—	Н. сл.	—	—	"	—	—	—	—
7666	—	0,00х	—	—	0,00х	—	0,001	—	0,001	—	—	"	—	—	—	—
7673	—	0,00х	—	—	0,01	—	0,001	—	0,001	—	—	"	—	—	—	—

116

Условные обозначения: 0,1 — около 0,1% и т. п., 0,х — десятые доли % и т. п., н. сл. — ничтожные следы (менее 0,001%), прочерк — элемент не обнаружен.

переход от плотных обогащенных мартитовых джеспилитов к бедным рудам, а затем к пористым богатым рудам (рис. 32).

Образцы 7514—7520 представляют собой массивные джеспилиты средней плотности, содержание железа в которых 48—51% (фактически это бедные руды). Затем содержание железа постепенно увеличивается до 63—65% (образцы 7521—7527); бедные, сравнительно плотные, руды переходят в рыхлые пористые руды (образцы 7528—7540).

Пористость до некоторой степени прямо пропорциональна содержанию железа.

Содержание FeO в рудах несколько уменьшается. Отношение  $\frac{FeO}{SiO_2} \cdot 100$  в рудах увеличивается, но не очень резко.

Лента № 2 взята в блоке № 5 горизонта 277 м шахты им. Кирова.

Первые образцы отобраны в плотных тонкополосчатых мартитовых роговиках V железистого горизонта, которые непосредственно на контакте с рудой переходят в сильно выщелоченные, слабо сцементированные, местами рыхлые, где кварц роговиковых и полурудных прослоек превращен в маршаллит — порошкообразную разность, характерную для условий гипергенного выщелачивания. Ширина этой зоны выщелачивания небольшая, до 20 см. Затем она сменяется богатой мартитовой рудой, слабо сцементированной, пористой, с хорошо выраженной слоистостью. Кварцевых прослоек в руде нет, они постепенно выклиниваются по мере подхода к контакту. Химический анализ образцов ленты № 2 приводится в табл. 41.

Такой же характер имеет и лента № 12, отобранная в орту 5, горизонта 277 м шахты им. Кирова. Здесь зона выщелачивания, представленная маршаллитом, имеет мощность до 40 см. Начало ленты в слабо выщелоченных мартитовых роговиках, кварц в отдельных прослоях разрушен, но в целом порода сравнительно крепкая. Кварцевые прослойки выклиниваются по одному или группами по несколько прослоек одновременно, местами наблюдается замещение кварца рудным минералом. Химический анализ ленты № 12 приводится в табл. 42.

Лента № 13 взята в орту 55, горизонта 357 м рудника им. К. Либкнехта. В отличие от предыдущих лент она распо-

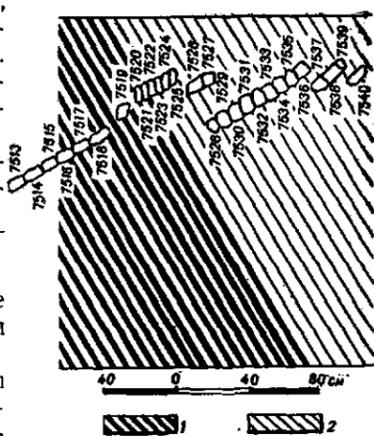


Рис. 31. Зарисовка места отбора образцов ленты № 1.

1 — роговики мартитовые, 2 — руда мартитовая.

Таблица 41

№ образца	Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	Сумма
14848	Роговики мартитово-джеспилитовидные	53,92	0,092	0,24	43,25	0,75	0,044	0,12	0,12	0,47	0,010	0,046	0,26	0,23	100,11
14849	То же . . . . .	58,26	0,030	0,24	40,04	0,44	0,056	0,24	0,24	0,20	0,019	0,027	0,43	0,17	100,9
14851	" . . . . .	41,80	0,017	0,25	57,73	Нет	0,031	0,24	0,25	0,12	0,020	0,023	0,15	0,18	101,15
14852	" . . . . .	56,46	0,017	0,32	41,67	0,44	0,053	0,12	0,32	0,32	0,018	0,027	0,41	0,17	100,54
14856	" . . . . .	45,02	0,022	0,47	52,88	0,83	0,041	0,10	0,10	0,35	0,012	0,048	0,39	0,17	100,74
14854	Роговик мартитовый выщелоченный . . . . .	36,66	0,030	0,25	61,79	0,61	0,088	0,15	0,24	0,12	0,027	0,030	0,28	0,14	100,74
14855	То же . . . . .	33,62	0,042	1,26	63,16	0,70	0,027	0,10	0,11	0,12	0,020	0,032	0,79	0,20	100,33
14857	Руда мартитовая . . . . .	3,22	0,024	0,30	95,12	0,19	0,031	0,10	0,30	0,60	0,020	0,027	0,62	0,34	101,00
14858	То же . . . . .	3,00	0,023	1,03	94,84	0,13	0,024	0,10	0,10	0,96	0,072	0,053	0,44	0,20	100,22
14859	" . . . . .	2,26	0,049	0,24	96,71	Следы	0,038	0,10	0,24	0,19	0,027	0,039	0,30	0,17	100,5
14860	" . . . . .	1,82	0,042	0,24	96,75	Следы	0,032	0,10	0,24	0,19	0,040	0,048	0,39	0,14	100,15
14861	" . . . . .	1,10	0,022	0,79	96,55	—	0,041	0,10	0,10	0,41	0,046	0,062	0,43	0,20	100,14
14862	" . . . . .	1,84	0,017	0,24	97,25	0,06	0,058	0,08	0,10	0,15	0,057	0,027	0,46	0,17	100,81
14863	" . . . . .	1,60	0,022	0,66	96,08	Нет	0,033	0,10	0,12	0,12	0,046	0,078	0,65	0,17	100,12
14865	" . . . . .	2,20	0,017	0,24	95,51	Следы	0,036	0,08	0,10	0,60	0,065	0,048	0,44	0,14	99,72

ложена вкрест простирания пород, контакт в данном случае стратиграфический, резкий по слоистости. Породы представлены гетито-гематито-мартиновыми роговиками, переходящими в гетито-гематито-мартиновую руду. Характерно наличие непосредственно на контакте пачки тонкополосчатого гетито-гематито-мартинового роговика с мощностью отдельных прослой-

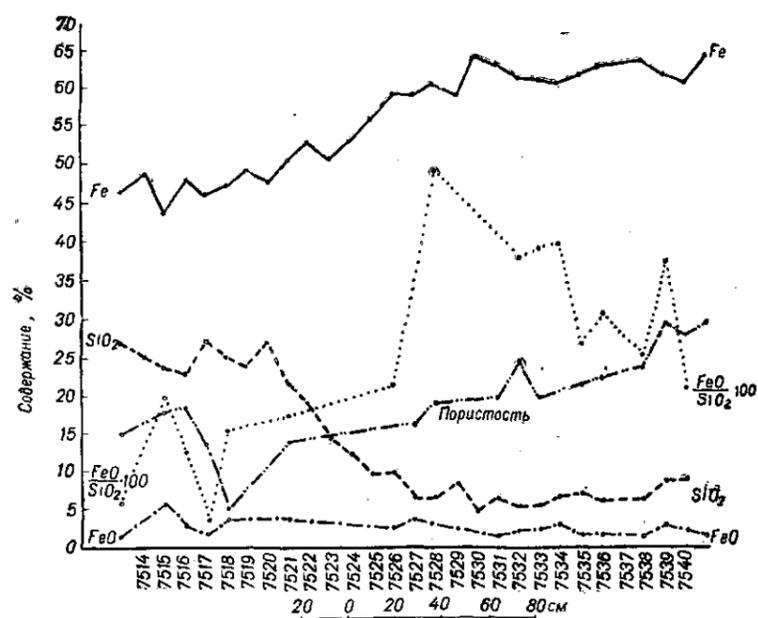


Рис. 32. График изменения химического состава и величины пористости пород и руд ленты № 1.

ков менее 1 см, по мере удаления от контакта мощность их увеличивается до 4—5 см. В руде сохраняется тонкополосчатая текстура, как и в приконтактной зоне. Химический анализ ленты № 13 приведен в табл. 42.

Отобрано и обработано еще несколько лент по мартиновым залежам. Полученные результаты аналогичны описанным выше и поэтому подробно не рассматриваются.

Результаты, полученные при обработке лент № 4 (рудник им. Фрунзе), № 8 (рудник им. Октябрьской революции) и № 10 (рудник им. XX партсъезда) имеют очень большое значение для изучения процессов окисления, вторичного выщелачивания и других гипергенных явлений в рудах и вмещающих породах, и поэтому будут детально рассмотрены в соответствующей главе.

Таблица 42

№ образца	Порода	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	SO <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	П. П.	Сумма
5148	Роговик маритовый	45,4	0,4	52,8	0,7	0,04	0,04	0,04	0,012	0,018	0,07	0,014	99,62
5149	Руда маритовая . . . . .	22,4	0,8	75,7	0,7	0,04	0,03	0,02	0,017	0,025	0,09	0,29	100,04
5150	То же . . . . .	3,8	0,2	94,0	1,2	0,06	0,03	0,02	0,027	0,027	0,09	0,22	99,61
5151	" . . . . .	1,4	0,2	96,8	1,4	0,12	0,04	0,02	0,012	0,027	0,09	—	99,96
5142	Руда "краско"- маритовая . . . . .	3,4	1,2	92,7	1,4	0,04	0,06	0,04	0,017	0,059	0,045	1,06	100,01
5143	То же . . . . .	12,9	0,9	83,2	1,1	0,04	0,04	0,04	0,015	0,059	0,20	1,01	99,34
5144	" . . . . .	4,6	1,4	92,5	1,0	0,006	0,03	0,02	0,015	0,082	0,09	0,70	100,39
5145	Роговик "краско"- маритовый . . . . .	61,3	1,0	35,8	0,4	0,02	0,04	0,04	0,01	0,055	0,09	0,75	99,42
5146	Руда "краско"- маритовая . . . . .	19,7	3,4	74,9	0,4	0,04	0,04	0,02	0,01	0,147	0,09	1,62	100,28
5147	Роговик "краско"- маритовый . . . . .	39,5	3,2	55,5	0,7	0,04	0,05	0,04	0,012	0,082	0,13	1,43	100,57

Примечание. Лента № 12 — образцы № 5148—5151, лента № 13 — образцы № 5142—5147.

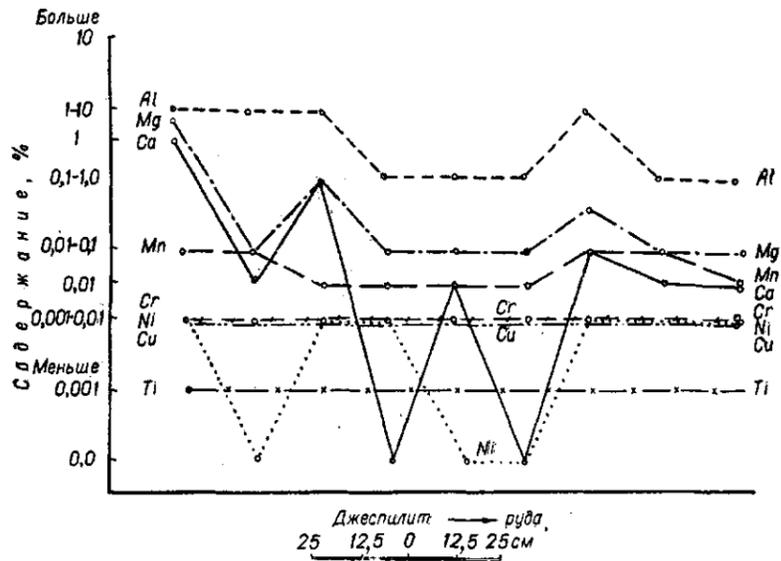


Рис. 33. График изменения химического состава джеспилитов при переходе их в мартитовые руды, по данным спектральных анализов (лента № 5, К<sub>2</sub><sup>ж</sup>).

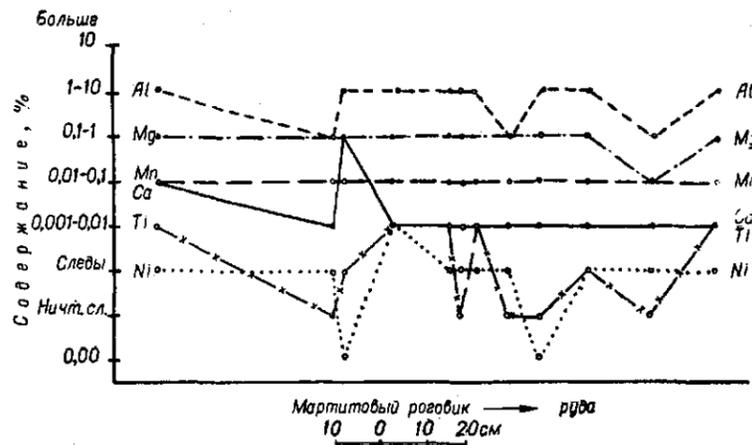


Рис. 34. График изменения химического состава мартитовых роговиков при переходе в руды, по данным спектральных анализов (лента № 9, К<sub>2</sub><sup>ж</sup>).

Для построения графиков геохимических изменений пород при переходе в руды использовались также результаты спектральных анализов.

На рис. 33 и 34 представлены графики по лентам № 5 и 9 (рудник им. Октябрьской революции), по которым, однако, невозможно с достоверностью установить увеличение или уменьшение содержания таких элементов, как титан, никель, медь, хром и марганец в рудах.

Содержание отдельных элементов в соседних образцах изменяется без какой-либо закономерности или не изменяется вообще, как для титана (лента № 5), марганца, меди и хрома (лента № 9).

Точность спектрального анализа (полуколичественного) не позволяет уловить изменение содержания таких обычных элементов, как алюминий, магний, кальций и щелочи.

#### Миграция элементов в процессе изменения пород в руды

Приведенные выше данные позволяют сравнить относительное содержание отдельных компонентов в рудах и вмещающих породах без точного количественного учета величины изменения содержания, т. е. интенсивности миграции элементов.

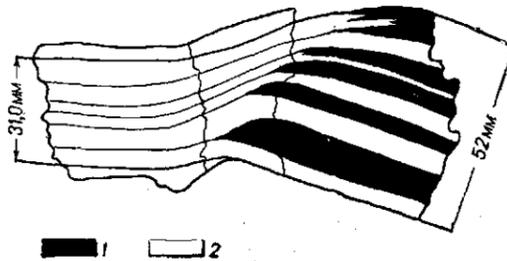


Рис. 35. Контакт мартитового роговика и руды.

1 — безрудные (кварцевые) прослои, 2 — рудные (мартитовые) прослои.

Детальное исследование контактов руд с учетом изменения объема пород в процессе рудообразования дает возможность учесть количественные изменения химического состава в каждом отдельном случае.

Представленные в табл. 43 пересчеты (образец 33004) основаны на анализах мартитового роговика и руды, которая образовалась из него.

В образце 33004 (рис. 35) наблюдается переход пачки мартитового роговика мощностью 52 мм в руду. Мощность образовавшейся рудной пачки в месте отбора пробы для химического анализа равна 31 мм.

Таблица 43

Компонент	Роговик		Руда		При- внос (+) и вынос (-) в г на 100 см <sup>3</sup>
	Вес. %	Вес 100 см <sup>3</sup> , г	Вес. %	Вес 100 см <sup>3</sup> , г	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	42,34	127,44	14,90	33,79	-93,65
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,04	0,12	0,08	0,18	+ 0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,57	4,72	1,06	2,40	- 2,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	52,71	158,65	80,54	182,66	+24,01
FeO . . . . .	1,44	4,33	1,36	3,08	- 1,25
MnO . . . . .	0,01	0,03	0,01	0,02	- 0,01
MgO . . . . .	0,21	0,63	0,18	0,40	- 0,23
CaO . . . . .	0,28	0,84	0,35	0,79	- 0,05
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O . . . . .	0,08	0,24	0,10	0,22	- 0,02
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,04	0,12	0,04	0,09	- 0,03
И. п. п. . . . .	0,48	1,44	0,52	1,14	- 0,30
Сумма . . . . .	99,20	298,5	99,14	224,8	-73,8
Усадка . . . . .	—		40,4% = 40,4 см <sup>3</sup>		
Пористость . . . . .	14% = 14 см <sup>3</sup>		15,5% = 9,2 см <sup>3</sup>		
Объем массы, см <sup>3</sup>	86		50,4		

Маркирующими прослоями, которые ограничивают выделенную пачку, являются очень тонкие полоски, сложенные темным дисперсным гематитом. Эти прослои без изменений переходят из роговика в руду, и точность замеров не вызывает сомнений. Если представить блок маритового роговика, высота которого равна 52 мм (соответственно мощности пачки), а ширина и глубина — 10 мм, то объем такого блока будет равен  $5,2 \times 1,0 \times 1,02 = 5,2 \text{ см}^3$ . В процессе рудообразования из этого блока роговика образовался блок руды объемом 3,1 см<sup>3</sup> (высота 3,1 см; ширина и глубина — 1,0 см). Такое положение возможно только в том случае, когда нет какого-либо механического перемещения рудного материала в горизонтальной плоскости, т. е. ширина и глубина выделенного блока не изменяются. В контактной зоне, где широко развиты явления микроскладчатости, течения материала, микроподвижки, объем выделенного блока не остается постоянным и, как правило, несколько уменьшается, особенно непосредственно у контакта. В ряде случаев наблюдается заметное уменьшение мощности рудных прослоев, разрывы прослоев и т. п. Явления нагнетания рудного материала с увеличением первичного объема наблюдаются редко.

Таким образом, под воздействием тектонических сил происходит некоторое уменьшение мощности, которое практически невозможно измерить. Уменьшение мощности соответственно влияет на величину объема выделенного блока и, следовательно, на количество в нем (в г) слагающих компонентов. Для изучения мы старались использовать образцы с постепенным

плавным контактом, где влияние искажающих факторов было минимальным.

Итак, из  $5,2 \text{ см}^3$  железистого роговика в данном случае образовалось  $3,1 \text{ см}^3$  руды (в действительности, повторяем, образовалось несколько больше — например  $3,3\text{--}3,5 \text{ см}^3$ , но точно учесть это невозможно).

Для удобства сравнения мы здесь, как и везде при последующих пересчетах, примем условно первичный объем железистого роговика равным  $100 \text{ см}^3$ , тогда объем руды, которая образовалась из этого роговика, будет равен  $\frac{100 \cdot 3,1}{5,2} = 59,6 \text{ см}^3$ .

Для точного пересчета необходимо учесть величину пористости. В железистом роговике пористость равна  $14\%$ , следовательно, поры в блоке объемом  $100 \text{ см}^3$  будут занимать  $14 \text{ см}^3$ , а плотная масса —  $86 \text{ см}^3$ , и вес этой массы (при удельном весе  $3,5$ ) будет равен  $301 \text{ г}$ .

Пористость образовавшейся руды равна  $15,5\%$ : при общем объеме руды  $59,6 \text{ см}^3$  поры занимают  $9,2 \text{ см}^3$ , а плотная масса —  $50,4 \text{ см}^3$ , вес этой массы (при удельном весе  $4,5$ ) —  $226,8 \text{ г}$ .

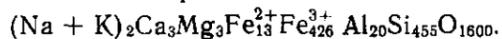
Общий баланс — из  $301 \text{ г}$  роговика образовалось  $226,8 \text{ г}$  руды, т. е. при рудообразовании было вынесено  $74,2 \text{ г}$  вещества.

Зная химический состав данного образца\*, легко вычислить весовое количество отдельных компонентов в данном объеме. Например, содержание  $\text{SiO}_2$  в роговике  $42,34\%$ , следовательно в  $100 \text{ см}^3$  породы (которые весят  $301 \text{ г}$ ), будет  $\frac{42,34 \cdot 301}{100} = 127,44 \text{ г SiO}_2$  и т. д.

Следует отметить, что это не единственно возможный метод пересчета, вполне применим также и кислородный метод Барта (1956), который дает возможность учитывать перемещение вещества при процессах метасоматоза, принимая объем постоянным. Поскольку мы учитываем изменение объема, и следовательно, количества ионов кислорода, то после введения поправки на это изменение и несложного пересчета можно получить вполне обоснованные величины для сравнения.

После пересчета приведенных выше анализов по методу Барта были получены следующие результаты.

Формула железистого роговика —



Формула руды —



Изменения при рудообразовании — привнос: 30 ионов трехвалентного железа; вынос: 1 ион магния, 4 иона двухвалентного железа, 11 ионов алюминия, 343 иона кремния.

\* В мелких образцах анализировался весь образец, который разбивался на несколько частей, в крупных образцах и в горных выработках проводилось бороздвое опробование.

Изменение объема учтено, введен поправочный коэффициент — 0,586, что соответствует наблюдаемому изменению объема плотной массы с  $86 \text{ см}^3$  в роговике до  $50,4 \text{ см}^3$  в руде; поэтому число ионов кислорода в формуле уменьшено с 1600 до 936.

Результаты обоих пересчетов очень близки. В дальнейшем мы не будем детально рассматривать ход пересчета, поскольку он везде аналогичен. Так как для каждого анализируемого образца имеются определения объемного и удельного веса, применение метода Барта нерационально и этот метод приведен только для сравнения.

В образце 35150 (табл. XXI, Б), который отобран в контактной зоне залежи Северной шахты 5 рудника им. Фрунзе, наблюдается переход магнетито-мартитового роговика IV железистого горизонта в руду. У контакта как породы, так и руды несколько окислены. Эти частично окисленные руды сменяются неокисленными — магнетитовыми. Приведенный на фотоснимке тип контакта характерен и для неокисленных руд.

Нам не удалось отобрать образец, в котором наблюдался бы переход от небогатых магнетитовых роговиков к богатой руде. В пробах 35150а и 35150 в представлены обогащенные роговики — переходная порода к руде. Образовавшиеся руды довольно бедные и содержат реликтовые безрудные прослои. В контактной зоне наблюдается увеличение мощности рудных прослоев за счет новообразования магнетита и гематита второй генерации.

Пробы для химических анализов отобраны из роговиковой пачки средней мощностью  $65,4 \text{ мм}$ , которая переходит в рудную пачку мощностью  $59 \text{ мм}$ .

Полученные результаты пересчета (для двух аналогичных контактов) представлены в табл. 44.

Приведенные в табл. 45 пересчеты основаны на анализах мартитового роговика и руды. Образец отобран на руднике им. Октябрьской революции из II железистого горизонта. В пределах одного штуфа отобрано четыре пробы (табл. XXII, А), которые характеризуют постепенный переход от роговика к руде. Выделенная пачка роговика мощностью  $85 \text{ мм}$  при переходе в руду уменьшается до  $73 \text{ мм}$  (образец 2), далее до  $59 \text{ мм}$  (образец 3) и  $53 \text{ мм}$  (образец 4).

Никаких мелких нарушений или складчатости у контакта не наблюдается, однако и здесь, безусловно, имело место некоторое вытекание материала.

Чтобы показать влияние истечения материала (дополнительного уменьшения объема) на ход пересчета, приведем еще один пример.

В образце 33015 (рудник «Большевик», залежь 12 в  $K_2^{бж}$ ) четко выражена резкая усадка — из пачки мартитового роговика мощностью  $151 \text{ мм}$  образуется пачка руды мощностью лишь  $68 \text{ мм}$ . Здесь хорошо заметны явления уменьшения мощности за

Таблица 44

Компонент	35150а, роговик		35150б, руда		35150в, роговик		35150г, руда		Привнос (+) и вынос (-) в г на 100 см <sup>3</sup>	
	Вес. %	Вес 100 см <sup>3</sup> , г	Вес. %	Вес 100 см <sup>3</sup> , г	Вес. %	Вес 100 см <sup>3</sup> , г	Вес. %	Вес 100 см <sup>3</sup> , г	Анализы 35150а и 35150б	Анализы 35150в и 35150г
SiO <sub>2</sub> . . . . .	29,14	123,82	18,17	74,57	28,52	121,18	17,56	68,68	-49,25	-52,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,10	0,42	0,24	0,98	0,56	2,38	0,38	1,49	+ 0,56	- 0,89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	61,10	256,61	70,07	287,56	60,94	258,93	71,30	278,85	+27,95	+19,92
FeO . . . . .	8,87	37,69	10,27	42,15	8,72	37,05	10,13	39,62	+ 4,46	+ 2,57
MnO . . . . .	0,02	0,08	0,03	0,12	0,04	0,17	0,05	0,19	+ 0,04	+ 0,0
MgO . . . . .	0,47	2,00	0,85	3,08	0,89	3,78	0,98	3,83	+ 1,08	+ 0,05
CaO . . . . .	0,25	1,06	0,22	0,90	0,28	1,19	0,23	0,90	- 0,16	- 0,29
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O . . . . .	0,31	1,32	0,18	0,74	0,06	0,25	0,41	1,60	- 0,58	+ 1,35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,11	0,46	0,09	0,37	0,11	0,46	0,14	0,55	- 0,09	+ 0,09
SO <sub>3</sub> . . . . .	0,06	0,25	0,10	0,41	0,05	0,21	0,02	0,08	+ 0,16	- 0,13
S (сульфид) . . . . .	0,02	0,08	Нет	—	0,06	0,25	0,03	0,12	- 0,68	- 0,13
П. п. п. . . . .	0,12	0,41	0,20	0,82	0,20	0,85	0,30	1,17	+ 0,41	+ 0,32
Сумма . . . . .	100,58	427,1	100,43	411,70	100,41	426,70	101,53	397,07	-15,50	-29,62
Усадка . . . . .	—	—	7,8% = 7,8 см <sup>3</sup>	—	—	—	9,8% = 9,8 см <sup>3</sup>	—	—	—
Пористость . . . . .	9,2% = 9,2 см <sup>3</sup>	—	7,3% = 6,7 см <sup>3</sup>	—	9,2% = 9,2 см <sup>3</sup>	—	9,2% = 8,3 см <sup>3</sup>	—	—	—
Объем массы, см <sup>3</sup> . . . . .	90,8	—	85,5	—	90,8	—	81,9	—	—	—
Удельный вес . . . . .	4,68	—	4,80	—	4,68	—	4,80	—	—	—
Вес массы, г . . . . .	429,9	—	410,4	—	424,9	—	391,1	—	—	—

Таблица 45

Компонент	1		2		3		4		Привнос (+) и вынос (-) в г на 100 см <sup>3</sup>		
	Вес. %	Вес 100 см <sup>3</sup> , г	Вес. %	Вес 100 см <sup>3</sup> , г	Вес. %	Вес 100 см <sup>3</sup> , г	Вес. %	Вес 100 см <sup>3</sup> , г	Анализы 1 и 2	Анализы 1 и 3	Анализы 1 и 4
SiO <sub>2</sub> . . . . .	41,46	132,25	33,70	101,1	18,80	48,88	10,60	23,53	-31,15	-83,37	-108,72
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,03	0,10	0,03	0,09	0,02	0,05	0,03	0,16	- 0,01	- 0,05	- 0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,08	3,44	0,70	2,1	2,42	6,29	2,75	6,10	- 1,34	+ 2,85	+ 2,66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	55,10	175,77	63,00	189,0	77,10	200,4	83,70	185,81	+13,23	+24,63	+10,04
FeO . . . . .	1,29	4,11	0,90	2,7	1,03	2,67	0,96	2,13	- 1,41	- 1,44	- 1,98
MnO . . . . .	0,02	0,06	0,01	0,04	0,02	0,05	0,05	0,11	- 0,02	- 0,01	+ 0,05
MgO . . . . .	0,08	0,25	0,40	1,20	0,25	0,65	0,03	0,06	+ 0,95	+ 0,40	+ 0,19
CaO . . . . .	0,20	0,64	0,08	0,24	Следы	Следы	0,18	0,40	- 0,40	+ 0,64	- 0,24
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O . . . . .	0,06	0,19	0,05	0,15	0,06	0,16	0,07	0,15	- 0,04	- 0,03	- 0,04
S . . . . .	0,01	0,04	0,01	0,04	0,02	0,04	0,01	0,02	—	—	- 0,02
P . . . . .	0,03	0,11	0,03	0,10	0,03	0,07	0,03	0,07	- 0,01	- 0,04	- 0,04
П. п. п. . . . .	0,80	2,55	0,90	2,70	1,00	2,6	1,20	2,66	+ 0,15	+ 0,05	+ 0,11
Сумма . . . . .	100,38	319	99,81	300	100,74	261	99,51	221	- 20,0	-58,0	-100,0
Усадка . . . . .	—	—	14,1% = 14,1 см <sup>3</sup>	—	30,1% = 30,1 см <sup>3</sup>	—	37,7% = 37,7 см <sup>3</sup>	—	—	—	—
Пористость . . . . .	7,8% = 7,8 см <sup>3</sup>	—	7% = 6,0 см <sup>3</sup>	—	11,6% = 8,1 см <sup>3</sup>	—	25,8% = 16,1 см <sup>3</sup>	—	—	—	—
Объем массы, см <sup>3</sup> . . . . .	92, 2	—	79,9	—	61,8	—	46,2	—	—	—	—
Удельный вес . . . . .	3,46	—	8,75	—	4,2	—	4,8	—	—	—	—
Вес массы, г . . . . .	319	—	300	—	259,5	—	221,7	—	—	—	—

счет растяжения прослоев, местами даже с разрывом последних (табл. 46).

Для сравнения рядом приведем пересчет анализов из аналогичного образца с более спокойным контактом. В образце 33202 из пачки роговика в 68 мм образовалась пачка руды мощностью 34 мм, т. е. усадка достигает 50%.

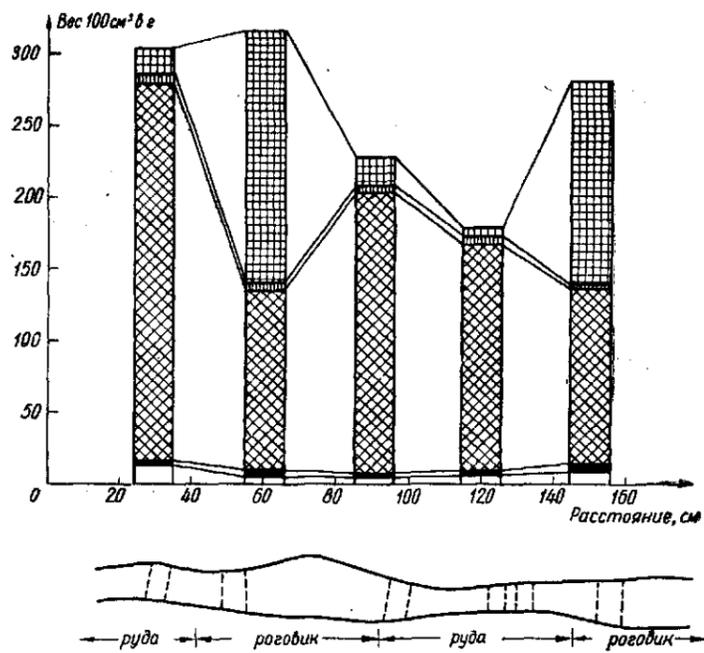


Рис. 36. Диаграмма привноса и выноса при преобразовании 100 см<sup>3</sup> железистого роговика в руду. Внизу показана схема отбора анализированных образцов в пределах одного прослоя, переходящего из роговика в руду.

Все приведенные пересчеты характеризуют только очень узкую контактную зону, где наблюдается переход железистого роговика в руду на расстоянии нескольких сантиметров (реже нескольких десятков сантиметров). Именно в этой зоне наиболее сильно проявлялись явления усадки, смятия, истечения материала, нарушившие истинную мощность выделенных пачек руд или пород. Поэтому интересно сравнить состав железистого роговика и руды на некотором расстоянии от непосредственного контакта.

Нам удалось проследить переход пачки выщелоченных джеспилитов мощностью 312 мм в мартитовую руду на протяжении 1,5 м. Мощность этой пачки в руде на расстоянии 50 см от контакта уменьшается до 214 мм; на расстоянии 1,0—1,2 м от

Таблица 46

Компонент	Образец 33015				Образец 33202				Принос (+) и вынос (-) в г на 100 см <sup>3</sup>	
	Роговик		Руда		Роговик		Руда		Образец 33015	Образец 33202
	Вес. %	Вес 100 см <sup>3</sup> , г	Вес. %	Вес 100 см <sup>3</sup> , г	Вес. %	Вес 100 см <sup>3</sup> , г	Вес. %	Вес 100 см <sup>3</sup> , г		
SiO <sub>2</sub>	43,40	150,12	13,04	22,48	51,64	154,92	5,04	8,78	-127,64	-146,14
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,14	0,04	0,07	0,12	0,36	0,14	0,24	-0,07	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,31	7,98	1,11	1,91	0,14	0,42	0,29	0,51	6,07	0,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	51,79	179,14	82,56	142,0	45,03	135,09	89,78	156,84	-37,14	21,75
FeO	1,36	4,69	1,29	2,22	1,43	4,29	0,57	0,99	-2,47	3,30
MnO	0,09	0,31	0,03	0,05	0,03	0,09	0,01	0,02	0,26	0,07
MgO	0,21	0,72	0,23	0,35	0,55	1,65	0,76	1,23	0,37	0,42
CaO	0,28	0,97	0,42	0,72	0,70	2,10	0,84	1,47	-0,25	0,63
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	0,08	0,27	0,08	0,14	0,12	0,36	0,14	0,24	-0,13	0,12
П. п.	0,24	0,73	0,37	0,63	0,29	0,87	1,04	1,82	-0,10	0,95
Сумма	99,8	345,0	99,15	170,0	100,05	300,0	98,61	172	-175	-130
Усадка				55% = 55 см <sup>3</sup>						
Пористость	3,9% = 3,9 см <sup>3</sup>			10,9% = 4,9 см <sup>3</sup>	9,1% = 9,1 см <sup>3</sup>				50% = 50 см <sup>3</sup>	
Объем массы, см <sup>3</sup>	91,1		40,1		90,9				27,1% = 13,6 см <sup>3</sup>	
Удельный вес	3,6		4,3		3,3				36,4	
Вес массы, г	345,9		172,4		300,0				4,8	
Вес массы, г									174,7	

контакта мощность выделенной пачки более или менее стабилизируется и составляет в среднем 250 мм.

Сравнение химического состава руды из этих пачек показывает, что соотношения основных компонентов при истечении материала существенно не изменяются (табл. 47).

На рис. 36 представлена диаграмма привноса и выноса при преобразовании 100 см<sup>3</sup> железистого роговика в мартитовую руду с примесью гетита и гематита. Величина усадки в данном примере составляет 46—50%, значительно изменяется и пористость — в конечном итоге из 100 см<sup>3</sup> роговика с пористостью 5,4% образуется 50 см<sup>3</sup> руды с пористостью до 30%.

Приведенные выше результаты геохимического изучения контактов дают возможность сделать ряд выводов. Для нормальных складчатых контактов характерно уменьшение объема пород в процессе рудообразования. Однако несмотря на значительное уменьшение объема, рудообразующий процесс не был односторонним, направленным только на вынос кремнезема и в связи с этим относительное обогащение пород железом. В большинстве случаев фиксируется увеличение абсолютного количества железа и некоторых других элементов, характерное как для магнетитовых, так и для окисленных мартитовых руд. Плотные магнетитовые и мартитовые руды отличаются от пористых мартитовых руд только масштабами выноса SiO<sub>2</sub>, что позволяет сделать вывод о стадийности этого процесса. Первоначальный вынос кремнезема частично компенсировался привносом железа; при этом наблюдалась усадка и соответствующее уменьшение объема. Вторичный, дополнительный вынос SiO<sub>2</sub>, по-видимому, был связан с процессами гипергенного изменения первичных плотных руд и не сопровождался усадкой, сжатием и заметным привносом железа и других элементов.

Таким образом, изученные нормальные складчатые контакты характерны для плотных магнетитовых руд, образовавшихся в ходе основного гипогенного этапа рудообразования. Процессы гипергенеза привели только к дополнительному выносу SiO<sub>2</sub>, окислению двухвалентного железа и некоторому выносу ряда других элементов. Исходя из этих соображений, мы считаем возможным частично использовать результаты изучения окисленных руд для выводов о миграции элементов в ходе основного этапа рудообразования, учитывая изменения, которые претерпели магнетитовые руды в зоне гипергенеза.

Для сравнения полученных данных об активности миграции отдельных компонентов удобно пользоваться коэффициентом миграции, определяемым по формуле:

$$K = \frac{B_n - B_p}{B_n}$$

где  $B_n$  — вес данного элемента (или его оксида) в 100 см<sup>3</sup> исходной породы и  $B_p$  — вес элемента в руде, которая образо-

Таблица 47

Компонент	33221, джеспилит		33222, руда в 50 см от контакта		33223, руда в 120 см от контакта		Принос (+) и вынос (-) в г на 100 см <sup>3</sup>	
	Вес. %	Вес 100 см <sup>3</sup> , г	Вес. %	Вес 100 см <sup>3</sup> , г	Вес. %	Вес 100 см <sup>3</sup> , г	Образцы 33221 и 33222	Образцы 33221 и 33223
SiO <sub>2</sub> . . . . .	30,90	105,06	1,20	2,89	1,40	3,92	-102,17	-101,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,67	2,17	1,59	3,83	1,40	3,92	+	+
FeO . . . . .	66,20	225,08	96,00	231,36	95,70	267,96	+	+
MnO . . . . .	0,51	1,73	0,45	1,08	0,64	1,79	-	+
MgO . . . . .	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	-	-
CaO . . . . .	0,46	1,56	0,29	0,70	0,11	0,31	-	-
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O . . . . .	0,26	0,88	0,16	0,38	Следы	0,39	-	-
S . . . . .	0,11	0,37	0,16	0,38	0,14	0,04	+	-
P . . . . .	0,01	0,04	0,02	0,04	0,02	0,03	-	-
П. п. п. . . . .	0,02	0,06	0,02	0,05	0,01	0,03	-	+
	0,50	1,70	0,27	0,65	0,84	2,37	-	0,67
Сумма . . . . .	99,65	338,5	100,17	241,4	100,27	280,7	-	58,0
Мощность, мм . . . . .	312		214		250			
Усадка . . . . .	—		31% = 31 см <sup>3</sup>		20% = 20 см <sup>3</sup>			
Пористость . . . . .	15% = 15 см <sup>3</sup>		30% = 20,7 см <sup>3</sup>		30% = 24 см <sup>3</sup>			
Объем массы, см <sup>3</sup> . . . . .	85		48,3		56			
Удельный вес . . . . .	4,0		5,0		5,0			
Вес массы, г . . . . .	340		241,5		280,0			

валась из данного объема породы. Использование коэффициента миграции дает возможность сравнивать интенсивность миграции элементов, имеющих различное содержание, например железа и алюминия и т. п.

Рассмотрим непосредственно особенности миграции отдельных элементов, основывая выводы на результатах пересчетов, изучения лент и контактных зон.

**Железо.** Количество железа по мере перехода железистых пород в руды резко увеличивается. Сравнительно плавная кривая изменения содержания железа наблюдается в постепенных контактах вкост простирающихся пород (ленты № 3, 10). Контакты по простираению (падению) пород характеризуются резким, скачкообразным изменением — на расстоянии 5—10 см содержание железа изменяется от 30—40% в породе до 60—65% в руде.

В большинстве случаев увеличение содержания железа является не только относительным, обусловленным выносом  $\text{SiO}_2$  и др., но и абсолютным. Во всех приведенных выше пересчетах фиксируется некоторое увеличение абсолютного содержания железа в руде, т. е. привнос его в ходе рудообразования.

Коэффициент миграции железа изменяется от 0,08 (образец 35150в) до 1,03 (образец 33207). Средняя величина коэффициента — 0,27 (по данным девяти пересчетов). Только в одном случае (образец 33015) не зафиксирован привнос железа в связи с интенсивным истечением рудного материала и уменьшением истинной мощности образовавшейся рудной пачки. Максимальная величина привноса отмечается в участках с нескладчатым контактом. Мы считаем, что такие участки наиболее правильно отражают объемные отношения пород и руд.

В большинстве пересчетов полученные величины привноса железа явно занижены, что видно при сравнении анализов, представленных в табл. 47 (образцы 33221—33223), где в одной и той же пачке минимальный привнос железа зафиксирован в контактной зоне. Поскольку анализировались сравнительно небольшие образцы из узкой зоны с максимально уменьшающейся (для выделенной рудной пачки) мощностью прослоев или пачек, то действительная величина привноса железа значительно выше.

Этот вывод подтверждают также более грубые подсчеты, которые до некоторой степени характеризуют масштабы привноса железа. На руднике им. Октябрьской революции V железистый горизонт полностью оруденел на протяжении 700—800 м. В рудах не наблюдается интенсивной складчатости и нарушения нормального залегания прослоев; устанавливается только уменьшение общей мощности горизонта с 35 м в неоруденелых джеспилитах до 32—33 м в рудах.

Блок джеспилита длиной 35 м, шириной и высотой 1 м имеет объем 35 м<sup>3</sup>. Общий вес такого блока при пористости 3% и удельном весе 3,5 будет 1190 т.

Среднее содержание железа в мартитовых джеспилитах около 40%, что соответствует 57%  $Fe_2O_3$ ; среднее содержание  $SiO_2$  примем за 43%, а остальные компоненты, общее содержание которых не превышает 1—2%, не будем учитывать. Таким образом, в выделенном блоке джеспилита содержится 678,3 т  $Fe_2O_3$  и 511,7 т  $SiO_2$ .

Мартитовые руды, которые образовались из этих джеспилитов, содержат около 68% железа, что соответствует 97%  $Fe_2O_3$  и 3%  $SiO_2$ . Пористость такой руды 30%, а удельный вес около 4,9. Объем руды в сравнении с джеспилитами несколько уменьшился (с 35 до 32 м<sup>3</sup>). Если учесть величину пористости, то в выделенном блоке руды будет содержаться 1064 т  $Fe_2O_3$  и 33 т  $SiO_2$ .

Величина привноса железа при образовании руд равна 386 т  $Fe_2O_3$ , что составляет примерно 50—55% количества железа, находящегося в неоруденелом джеспилите. Этот подсчет очень приблизительный, но он подтверждает выводы, полученные при геохимическом изучении контактных зон.

Количество привнесенного железа, как видно из приведенного расчета, значительно меньше количества его, находящегося на месте в неоруденелом джеспилите.

Привнесенное железо фиксировалось в рудах в виде ряда новообразованных минералов — магнетита второй генерации, гематита второй и третьей генераций и в незначительной степени гидроокислов железа (цементация лимонитом в зоне окисления).

Сравнение отношения  $\frac{FeO}{Fe} \cdot 100$  в неокисленных породах и рудах показывает, что значительная часть привнесенного железа отлагалась в виде магнетита, который почти не отличается от магнетита первой генерации в рудных прослоях пород. В ряде случаев большую роль играет гематит второй генерации, слагающий до 30% руды.

Вполне возможно, что образование магнетита или гематита контролировалось местными термодинамическими и химическими факторами, и в одних участках образовывался магнетит, а в других гематит.

**Кремнезем.** Содержание кремнезема как в рудах, так и во вмещающих породах всегда обратно пропорционально содержанию железа, что четко выражено на приведенных выше графиках. При изменении пород в процессе рудообразования  $SiO_2$  всегда активно выносится. Коэффициент миграции изменяется от 0,5—0,6 при образовании плотных небогатых руд до 0,9—0,95 при образовании богатых пористых руд.

**Алюминий.** По мнению большинства исследователей кривокожских руд, алюминий является инертным или выносится (Л. И. Мартыненко, 1955). Явный вынос алюминия наблюдается при образовании гематито-гематитовых руд из сланцев. Но для магнетитовых (мартитовых) руд, как это видно из приве-

денных графиков и пересчетов, характерно сохранение или чаще даже привнос этого элемента.

Увеличение относительного содержания  $Al_2O_3$  в рудах наиболее четко выражено в графике ленты № 3 (см. рис. 29), где кривая изменения содержания  $Al_2O_3$  постепенно идет вверх, достигая максимума в богатых магнетитовых рудах. Содержание  $Al_2O_3$  достигает 4—7% против 0,5—1,0% в неоруденелых породах, причем в рудах оно прямо пропорционально содержанию  $SiO_2$ . Весьма показательны анализы магнетитовых руд, представленные на графике (см. рис. 30), характеризующем изменение химического состава руд залежи Северной вкрест простираения. Здесь кривые содержания  $Al_2O_3$  и  $SiO_2$  совпадают.

Привнос алюминия в магнетитовых рудах связан с процессами магнезиального и щелочного метасоматоза, которые изменяли кварцево-магнетитовые руды. В новообразованных алюмосиликатах содержание  $Al_2O_3$  и  $SiO_2$  примерно равно, что и объясняет совпадение кривых на графике.

Наличие привнесенного алюминия фиксируется и в окисленных мартитовых рудах, где  $Al_2O_3$  входит в состав глинистых минералов типа каолинита и гидрослюд. Из восьми пересчетов только в одном случае (образец 33004) отмечается вынос алюминия. Коэффициент миграции алюминия изменяется от 0,2 до 1,35, он особенно высок для мартитовых руд, содержащих примесь гетита и глинистого минерала, где достигает 4—5. Средняя величина привноса для различных типов руд неодинакова — для магнетитовых местами до 400—500% количества алюминия, находящегося в неоруденелых железистых роговиках; для мартитовых — до 100% (фиксируемая в настоящее время величина).

Привнос алюминия не связан с привносом железа в процессе возможного алюмо-железистого метасоматоза, так как отношение алюминия к железу в рудах обычно выше, чем во вмещающих железистых роговиках. Величина этого отношения в мартитовых роговиках и джеспилитах в среднем составляет 0,01, в мартитовых рудах 0,01—0,02, а в магнетитовых рудах до 0,05—0,07. Следовательно, относительная величина привноса алюминия выше, чем железа. Участки, содержащие повышенное количество  $Al_2O_3$ , распределены в рудных залежах неравномерно, пятнами, что также говорит в пользу предположения о связи привноса алюминия не с привносом железа в ходе рудообразования, а с наложенными метасоматическими процессами.

Следует отметить, что для подобных пересчетов и сравнений следует пользоваться анализами руд и пород из одной тщательно прослеженной пачки, так как содержание  $Al_2O_3$ ,  $MgO$  и других второстепенных компонентов в различных участках и даже прослоях значительно изменяется. Различные валовые и геологически неувязанные анализы вряд ли сопоставимы.

**Магний.** В магнетитовых рудах наблюдается явное увеличение содержания  $MgO$  (см. табл. 39). Железистые роговики  $K_2^{4ж}$

в среднем содержат 0,50% MgO, магнетитовые руды приконтактной зоны — 0,5—0,8%, а силикатно-магнетитовые руды центральной части залежи до 2,10% MgO (образец 7634). Привнос магния обусловлен наложенными метасоматическими процессами, широко развитыми именно в центральных частях залежей. MgO входит преимущественно в состав хлоритов или карбонатов. Количество этих минералов зависит от величины привноса магния, поэтому определить масштабы привноса трудно.

При интенсивном магниезиальном метасоматозе количество привнесенного магния в пять-шесть раз превышает количество магния, находящегося в неизменной породе или руде.

При процессах окисления магний выносится, и окисленные мартитовые руды содержат не более 0,50% MgO.

Отношение  $\frac{MgO}{CaO}$  значительно изменяется в различных анализах руд и пород, что говорит о том, что эти окислы не связаны и вряд ли образуют карбонаты типа доломита.

**Кальций.** По данным пересчетов, кальций почти всегда выносится, коэффициент миграции изменяется от 0,5 до 1,0 и в ряде случаев отмечается почти полный вынос (см. табл. 47).

Привнос кальция имеет место при карбонатизации руд (как глубинной на контакте пород  $K_2$  и  $K_3$ , так и поверхностной в мартитовых рудах). Эти процессы всегда наложенные и, по-видимому, не связаны с основным рудообразующим процессом.

**Щелочные металлы.** Поведение калия и натрия в процессе рудообразования неясно. Сумма щелочей ( $Na_2O + K_2O$ ) в неоруденелых породах редко превышает 0,10%, а в мартитовых рудах 0,15%. В магнетитовых рудах содержание щелочей повышается до 0,20—0,40%, причем  $K_2O$  преобладает над  $Na_2O$ . Увеличение содержания калия в силикатно-магнетитовых рудах, по-видимому, обусловлено локальным проявлением щелочного метасоматоза, вызвавшего образование мусковита. Пересчеты также иногда показывают привнос щелочей (пробы 35150в, 33221). В мартитовых и кварцево-магнетитовых рудах чаще наблюдается некоторый вынос щелочей, но не в таких широких масштабах, как этого следовало бы ожидать.

В окисленных рудах и породах содержание щелочей очень непостоянно; возможно, что оно зависит от миграции калия и натрия с подземными водами.

**Титан.** Содержание  $TiO_2$  в рудах и породах изменяется от 0,01 до 0,30%; в среднем около 0,05—0,07%. Этот элемент ведет себя инертно или частично выносится, коэффициент миграции не превышает 0,3.

**Марганец.** Мигрировал более активно, чем титан, причем наряду с выносом отмечается некоторый привнос, особенно в карбонатизированных рудах. Содержание  $MnO$  в породах и рудах не превышает 0,10%, коэффициент миграции 0,3—0,7.

**Фосфор.** В магнетитовых рудах часто наблюдается значительное повышение содержания фосфора. На графиках кривая содержания  $P_2O_5$  в породах находится в пределах 0,000—0,025%, в бедных магнетитовых рудах иногда превышает 0,025, а в богатых рудах кривая имеет вид резко ломаной линии, отдельные пики которой отвечают содержанию 0,100% и выше, тогда как рядом находятся участки, содержащие менее 0,02%.

На руднике им. Кирова установлено более высокое содержание фосфора в рудах, чем во вмещающих породах. Например, по ленте № 2 содержание  $P_2O_5$  в неоруденелых железистых роговиках в основном ниже 0,03% и лишь в двух анализах поднимается до 0,046—0,048. В руде содержание  $P_2O_5$  изменяется от 0,039 до 0,078% и только в отдельных пробах уменьшается до 0,024%. В некоторых залежах (Параллельная карьера 4—2, Основная № 95 рудника им. К. Либкнехта) достаточно отчетливо видно, что количество фосфора находится в прямой зависимости от содержания железа.

Для уточнения вопроса, с чем именно связан фосфор, были отобраны образцы железистых пород из различных стратиграфических горизонтов, из этих образцов выделены и проанализированы на железо и фосфор слагающие прослойки — рудные, кварцевые и силикатные. Разделение не было достаточно совершенным вследствие чрезвычайно прочной связи прослоек различного состава. Несмотря на несовершенство разделения получены интересные данные (табл. 48). Оказалось, что почти во всех образцах количество фосфора в рудных прослоях является наиболее высоким, в силикатных прослоях фосфора в полтора-два раза меньше, а в кварцевых в пять—десять раз меньше, чем в рудных. Отсюда следует вывод, что фосфор связан с рудными минералами.

Повышение содержания фосфора отмечается также в гетито-гематитовых рудах (до 0,2—0,3%) и окисленных рудах у контакта с породами верхней свиты (до 0,3—0,4%).

Крайне неравномерное распределение фосфора в рудах не позволяет установить определенные закономерности миграции этого элемента, особенно в окисленных рудах, что обусловлено последующей миграцией фосфора в зоне гипергенеза.

**Сера.** Содержание ее в рудах редко превышает 0,02%; сера входит главным образом в состав пирита.

В ходе рудообразующего процесса сера была инертной; некоторый привнос связан с образованием сульфидов, которые обычно являются наложенными, более поздними. Отношение серы к железу в рудах иногда более высокое, чем в породах. В других случаях повышенное содержание серы наблюдается в смятых приконтактных породах (график ленты № 3).

**Хром и медь** встречаются примерно в одинаковом количестве как в породах, так и в рудах, независимо от состава последних.

Таблица 48

Образец	Порода	Индекс	Рудный прослой		Роговико- вый прослой		Сланцевый прослой	
			Fe	P	Fe	P	Fe	P
1555	Гетито-гематито-мар- титовый роговик . . .	K <sub>2</sub> <sup>4ж</sup>	57,2	0,260	4,5	0,008	51,2	0,153
101	Красно-белополосча- тый роговик . . . . .	K <sub>2</sub> <sup>2ж</sup>	52,3	0,013	9,9	0,007	—	—
102	Силикатно-магнетито- вый роговик . . . . .	K <sub>2</sub> <sup>1ж</sup>	51,1	0,010	16,6	0,020	35,2	0,025
1570	Мартитовый роговик	K <sub>2</sub> <sup>5ж</sup>	37,8	0,014	6,3	0,007	—	—
103	Силикатно-магнетито- вый роговик . . . . .	K <sub>2</sub> <sup>4ж</sup>	48,5	0,090	15,4	0,007	36,5	0,012
104	Гетито-гематито-мар- титовый роговик . . .	K <sub>2</sub> <sup>5ж</sup>	56,5	0,066	5,2	0,010	49,3	0,035
1—2	Магнетитовый рого- вик . . . . .	K <sub>2</sub> <sup>1ж</sup>	56,0	0,140	5,2	0,020	—	—

Рассеянные и редкие элементы. В рудах нет даже следов новых элементов, т. е. элементов, не встреченных во вмещающих породах. Такие элементы, как стронций, никель, ванадий, серебро, свинец, иттрий и лантан встречаются в ничтожном количестве (менее 0,001%) в отдельных пробах руд только в том случае, если эти элементы есть во вмещающих исходных породах.

Какой-либо закономерности в распределении рассеянных и редких элементов установить не удалось (см. графики, рис. 33 и 34).

Очень редко в отдельных пробах руд встречаются ничтожные следы серебра, бария, иттрия и лантана, не обнаруженные в расположенных рядом неоруденелых железистых роговиках. Случайный характер находок не позволяет делать даже допущения о возможности привноса этих элементов в ходе рудообразования. В некоторых случаях устанавливается привнос ряда редких и рассеянных элементов, который обусловлен воздействием наложенных гидротермальных процессов. Изучение магнетитовой жилы в III железистом горизонте рудника им. Кирова свидетельствует о чрезвычайной бедности магнетитовой руды рассеянными элементами. В то же время в зальбандах жилы и по трещинам развита интенсивная минерализация, с которой связан ряд редких элементов (ванадий, галлий, германий, кобальт, никель, медь, свинец, хром, барий).

На основании рассмотренного материала можно сделать такие общие выводы:

1. Химический состав богатых железных руд соответствует

составу вмещающих железистых роговиков и джеспилитов, за счет которых эти руды образовались.

2. Никакого привноса новых элементов при образовании руд не было.

3. В процессе рудообразования происходила интенсивная миграция элементов, входящих в состав железистых пород.

4. Миграция элементов, по-видимому, ограничивалась железистыми толщами и была наиболее интенсивной в тектонически благоприятных зонах, где и образовались рудные залежи.

5. С геохимической точки зрения выделяется ряд процессов, при которых отмечается различное поведение отдельных элементов.

- а) Для основного рудообразующего процесса характерен вынос кремнезема и в меньшей степени других нерудных компонентов и привнос железа.
- б) Для наложенных метасоматических процессов характерна инертность кремния и железа, привнос алюминия, магния, щелочей, возможно местное перераспределение железа.
- в) Локальное распространение имеют процессы карбонатного метасоматоза с привносом  $\text{CO}_2$ , кальция, магния, марганца, возможно фосфора.

Примечание. Гипергенные окислительные процессы, которые будут рассмотрены в отдельной главе, сильно изменили состав пород и руд и затруднили изучение геохимических изменений.

#### **ВЗАИМООТНОШЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ РУД**

##### **Взаимоотношения мартитовых руд с магнетитовыми**

Магнетитовые руды в Саксаганском районе встречены на значительных глубинах в виде отдельных гнезд и участков, имеющих ограниченные размеры. Размещаются они непосредственно ниже известных мартитовых руд или самостоятельными мелкими залежами среди неокисленных железистых пород.

На руднике им. Кирова на глубине 326 м на контакте пород III сланцевого и III железистого горизонтов встречено пластовое рудное тело мощностью до 1,5 м, сложенное магнетитовой рудой. По простирацию это рудное тело резко уменьшает мощность и выклинивается в обе стороны, имея протяженность около 10 м. Минеральный состав руды следующий: магнетит, кварц, пирит, карбонат, альбит, хлорит. На этом же руднике в I железистом горизонте встречено рудное гнездо, где, кроме магнетита и кварца, отмечены микроклин, флогопит, апатит, топаз.

На руднике им. Ленина магнетитовые руды имеются на глубине 527 м в лежащем боку основной полосы VI железистого горизонта. Вмещающие породы представлены силикатно-магнетитовыми роговиками, которые постепено в сторону висячего бока переходят в мартитовые роговики. В висячем боку гори-

зонта в 25 м вкрест простирания от магнетитовой залежи размещена залежь Основная карьера 1, сложенная рыхлыми мартитовыми рудами. Залежь мартитовых руд расположена в ядре флексурной складки, имеет гнездообразную форму. Минеральный состав магнетитовых руд соответствует составу вмещающих пород (магнетит, кварц, эгирин, биотит, карбонат, голубоватый амфибол).

На руднике «Большевик» в антиклинальной части среди пород II железистого горизонта встречена пачка мартито-магнетитовой руды мощностью 2,5 м; содержание FeO в этой руде достигает 13% при содержании железа до 56%.

Незначительные размеры указанных выше залежей магнетитовых руд и отсутствие доступных для изучения переходов их в мартитовые руды не позволяют провести сопоставление первичных и окисленных руд.

Значительно больший интерес представляют первичные руды рудника им. Фрунзе, которые образуют крупную залежь Северную мощностью до 50 м (рис. 37).

До глубины 220—250 м руды залежи Северной почти полностью окислены и представлены мартитовыми и магнетито-мартитовыми разностями. На горизонте 280 м руды окислены висячем боку залежи у контакта с породами верхней свиты; частично — в центральной части залежи и южном торце у контакта с неоруденелыми мартито-магнетитовыми и магнетитовыми роговиками IV железистого горизонта. Окисленные руды иногда располагаются среди неокисленных заливов, языков и полос различной мощности. На глубине 400—500 м окисленные руды не встречены и магнетитовые контактируют с карбонатно-магнетитовыми и карбонатными породами верхней свиты.

Неокисленные магнетитовые руды не являются однородными по своему минеральному и химическому составу; кроме кварцево-магнетитовых руд с примесью пластинчатого гематита, выделяется несколько разновидностей силикатно-магнетитовых руд, состав которых значительно отличается от состава неоруденелых железистых роговиков.

Силикатно-магнетитовые руды часто почти не содержат кварца, который является главным нерудным минералом других типов руд. По-видимому, образование силикатов на месте кварца было обусловлено наложенными вторичными метасоматическими процессами.

Поскольку при окислении кварцево-магнетитовых и силикатно-магнетитовых руд образуются различные типы мартитовых руд, здесь будут кратко рассмотрены взаимоотношения разновидностей неокисленных руд.

Плотные кварцево-магнетитовые руды располагаются преимущественно у контактов с неоруденелыми железистыми роговиками висячем боку залежи, где эти руды отделены от пород

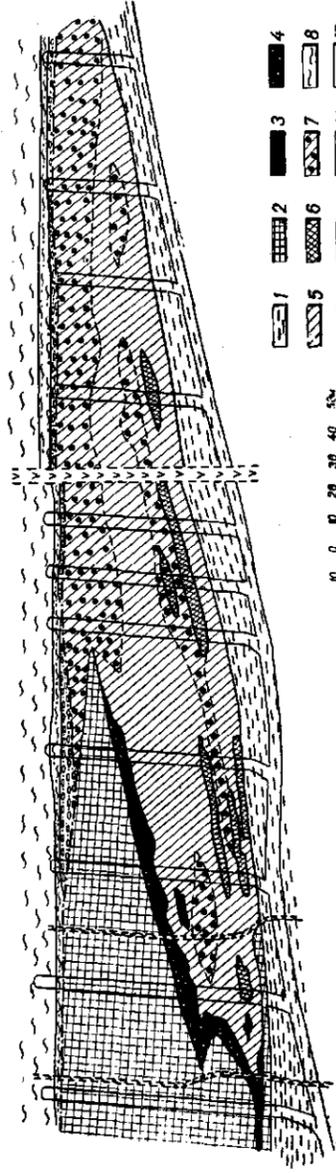


Рис. 37. Схематический план распределения магнетитовых и мартитовых руд в залежи Северной рудника им. Фрунзе (горизонт 280 м).

1 — сланцы ( $K_2^{3-4c}$ ), 2 — железистые роговики ( $K_2^{4ж}$ ), 3 — кварцево-магнетитовые руды, 4 — плотные кварцево-марти-  
 то-магнетитовые и кварцево-мартиновые руды, 5 — хлорито-магнетитовые и кварцево-хлорито-магнетитовые руды, 6 —  
 мусковито-магнетитовые руды, 7 — силикатно-мартиновые и мартиновые руды средней пластности, 8 — сланцы верхней  
 свиты, 9 — гетито-мартиновые руды, переслаивающиеся с окисленными сланцами верхней свиты, 10 — гематитовые и ге-  
 тито-гематитовые руды, образовавшиеся за счет метатесничков верхней свиты, 11 — диабаз, 12 — тектонический контакт  
 пород средней и верхней свит.

верхней свиты толщей пород IV железистого и, частично, V сланцевого горизонтов. Отдельные участки кварцево-магнетитовых руд встречаются и в южном торце залежи, иногда они несколько окислены. Таким образом, плотные кварцево-магнетитовые руды образуют своеобразную кайму (бордюр), расположенную в периферийных частях залежи и разделяющую силикатно-магнетитовые руды и неоруденелые породы. Ширина этой каймы обычно не превышает 2—3 м, и лишь в южном торце выделяются участки шириной до 7—8 м. Отдельные включения кварцево-магнетитовых руд очень редко встречаются и среди силикатно-магнетитовых руд.

Значительно более распространены силикатно-магнетитовые руды с кварцем или без него. Эти руды слагают центральную часть залежи и лежащий бок у контакта с неоруденелыми породами III и IV сланцевых горизонтов. Во всех случаях наблюдаются постепенные переходы от кварцево-магнетитовых к силикатно-магнетитовым рудам, причем в последних всегда сохраняется микроскладчатость, полосчатость и структура кварцево-магнетитовых руд. В всячем боку и центральных участках залежи располагаются руды силикатно-кварцево-магнетитового состава, причем содержание силикатов (главным образом хлоритов и мусковита) увеличивается от всячего бока к центру залежи.

Наиболее измененные руды, которые не содержат кварца и расположены как в центре залежи, так и у лежащего бока, состоят из магнетита, гематита и силикатов (табл. 49).

Образование силикатно-магнетитовых руд за счет первичных кварцево-магнетитовых не вызывает сомнения. Минералогическая сторона процесса преобразования первичных руд состоит в замещении кварца, который находился между зернами и сростками магнетита в сравнительно бедных рудах, хлоритами и мусковитом. Удаётся проследить отдельные стадии этого процесса: сначала мельчайшие листочки и чешуйки хлорита (бесцветного прохлорита с нормальными цветами интерференции) образуются на стыках кварцевых зерен или на контактах зерен кварца и магнетита, по микротрещинкам и трещинам кливажа в магнетитовых прослоях развит хлорит.

В более измененных рудах кварц находится в виде остроугольных реликтов с зазубренными краями, которые расположены в массе тонкочешуйчатого хлорита и пластинчатого мусковита. Мусковит в рудах является характерным новообразованием, так как этот минерал в кварцево-магнетитовых рудах и неоруденелых породах не встречается. Мусковито-магнетитовые руды распространены в виде маломощных прослоев и линз среди хлорито-магнетитовых руд. В этих разновидностях руд кварц отсутствует — он полностью замещен агрегатом хлорита и мусковита, причем мусковит нередко корродирует кристаллы магнетита, края которых становятся срезанными, зубчатыми.

Таблица 49

Рудные минералы	Разновидности руд, выделенные по составу нерудных минералов	Состав и взаимоотношение нерудных минералов	Распространение руд	Примечание
Магнетит, гематит	Кварцевые	Кварц в прослоях и линзах с роговиковой структурой; неправильные зерна в рудных прослоях	Приконтактные участки залежи и в южном торце	Неизмененные первичные руды
	Хлорито-кварцевые	Кварц преобладает над хлоритом	Периферические части залежи, висячий бок у контакта с роговиками	
	Кварцево-хлоритовые, мусковито-кварцево-хлоритовые	Хлорит и мусковит преобладают над кварцем, корродируют его	Центральные части залежи	
	Хлоритовые	Кварц отсутствует, промежутки между рудными зернами выполнены хлоритом	Центральные части залежи	
	Мусковито-хлоритовые	Кварц отсутствует, нерудные — хлорит и мусковит; магнетит обрасстает мусковитом	Центральные части залежи, лежащий бок	
	Хлорито-мусковитовые, мусковитовые	Мусковит преобладает над хлоритом	Лежащий бок, полосы и неправильные участки в центре залежи	Максимально измененные руды

Силикатно-магнетитовые руды содержат больше алюминия, магния и щелочей, чем кварцево-магнетитовые руды, однако качественный состав (по данным спектральных анализов) этих разновидностей руд одинаков.

Таким образом, в залежи Северной можно выделить две основные разновидности руд — кварцево-магнетитовые и си-

ликатно-магнетитовые, причем последние образовались при наложенном метасоматическом изменении первых.

В залежи Северной наблюдаются переходы неокисленных магнетитовых руд в окисленные магнетито-мартитовые и мартитовые руды различной плотности (табл. 50).

*Плотные магнетито-мартитовые руды образуются при окислении первичных бедных и богатых кварцево-магнетитовых руд, не содержащих заметного количества силикатов.* Эти руды встречаются редко, поскольку и неокисленные кварцево-магнетитовые руды распространены незначительно. Частично окисленные плотные руды встречаются в всячем боку залежи; в южном торце при минераграфическом изучении было установлено наличие плотных мартитовых руд, которые расположены в виде участков неправильной формы среди менее окисленных разностей и незаметно переходят друг в друга. Непосредственно у контакта с вмещающими породами IV железистого горизонта иногда встречаются мартитовые руды средней пористости (до 10%), причем отдельные поры и выщелоченные полости видны невооруженным глазом.

Микроструктура рудных минералов в плотных мартитовых рудах такая же, как и в кварцево-магнетитовых рудах. Единственным изменением при окислении первичных кварцево-магнетитовых руд является мартитизация магнетита.

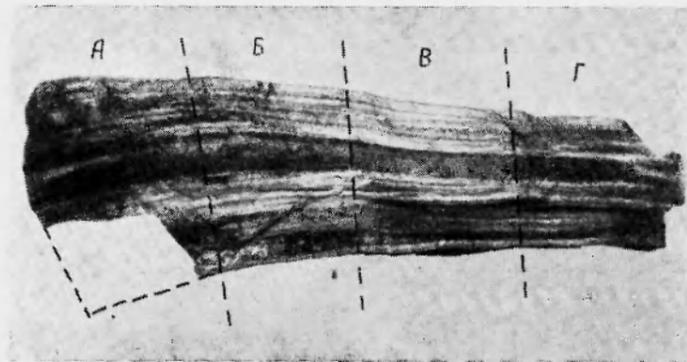
В начальную стадию окисления магнетита образуются четко выраженные петельчатые структуры мартита по магнетиту. Мартитизация всегда начинается с периферии и неравномерно проникает внутрь зерна, создавая крайне неправильные причудливые формы. Мартит более интенсивно развивается в сростках магнетита, чем в отдельных правильных кристаллах, что обусловлено, по-видимому, наличием тонкой поперечной трещиноватости в рудных прослоях. Микроструктура кварца в плотных кварцево-магнетитовых рудах сохраняется при окислении.

Плотные магнетито-мартитовые и мартитовые руды залежи Северной по составу, текстурным и структурным особенностям не отличаются от плотных мартитовых руд из синклинальной части Саксаганского района. Характерно и то, что физические свойства плотных мартитовых руд такие же, как и кварцево-магнетитовых руд — руды отличаются высокой крепостью, плотностью (пористость не превышает 2—4%) и массивностью.

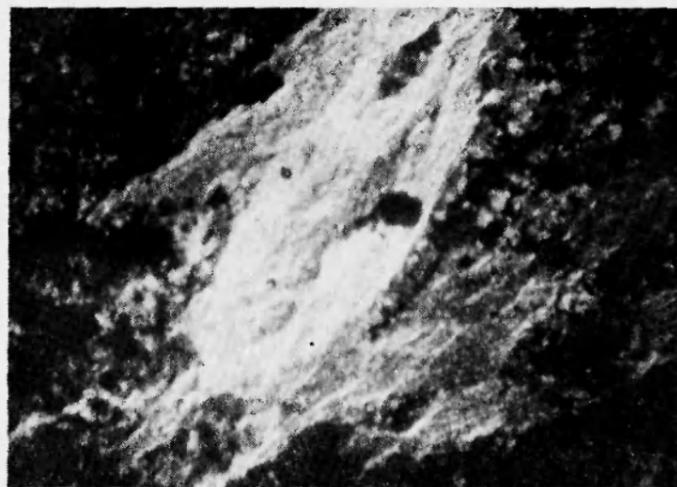
При окислении силикатно-магнетитовых руд образуются силикатно-мартитовые и мартитовые руды средней плотности. Руды этого типа наряду с пористыми мартитовыми рудами составляют основную часть рудной залежи до глубины 220—250 м и широко распространены в всячем боку горизонта 280 м, где можно наблюдать постепенные переходы от совершенно неокисленных силикатно-магнетитовых руд к окисленным и выщелоченным мартитовым рудам с примесью каолинита.

Таблица 50

Минеральный состав руды	Компонент, вес. %													Сумма	
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	S (сульфид.)	H <sub>2</sub> O		П. п. н.
Бедная кварцево-магнетитовая руда . . . . .	20,76	0,01	0,15	54,10	22,47	0,02	0,54	0,21	0,28	0,05	0,07	—	0,04	1,14	99,84
Богатая кварцево-магнетитовая . . . . .	4,28	0,02	0,36	71,38	21,89	0,02	0,79	0,28	0,18	0,05	0,06	—	0,06	0,53	99,90
Силикатно-магнетитовая . . . . .	3,22	0,28	2,65	67,66	23,55	0,08	1,77	0,14	0,21	0,23	0,12	—	0,01	0,44	100,36
Силикатно-магнетитовая . . . . .	1,77	0,11	1,22	70,36	25,41	0,01	0,76	0,10	0,19	0,09	0,09	—	Нет	0,10	100,21
Силикатно-магнетитовая . . . . .	4,83	0,03	2,09	56,30	30,32	0,03	1,62	0,06	0,08	0,07	0,02	—	—	3,0	—
Карбонатно-магнетитовая . . . . .	3,8	Нет	2,55	49,8	26,71	0,03	0,90	5,54	0,12	0,20	0,02	—	—	8,16	—
Плохая кварцево-магнетитовая . . . . .	12,50	Следы	0,45	75,17	11,11	0,03	0,42	0,25	Нет	0,11	0,10	0,12	0,03	0,25	100,54
Плохая кварцево-магнетитовая . . . . .	17,56	Нет	0,38	71,30	10,13	0,05	0,98	0,23	0,41	0,14	0,02	0,03	0,01	0,30	100,53
Плохая кварцево-магнетитовая с примесью каолинита . . . . .	13,30	0,09	2,67	80,5	0,71	0,02	0,18	0,20	0,07	0,10	0,02	—	—	1,48	—
Карбонатно-силикатно-магнетитовая . . . . .	0,72	0,11	1,97	85,21	2,44	0,09	2,10	2,52	0,10	0,18	0,06	—	0,04	4,76	100,30



А



Б

А — схема отбора проб на контакте маритового роговика и руды.

Б — силикатная часть гетито-гематитовой руды после удаления рудных минералов; белое — гидрослюда, светло-серое — каолинит, черное — пустоты; шлиф,  $\times 80$ , николи скрещены.

ТАБЛИЦА XXIII



Контакт джеспилита с рудой:  
1 — джеспилит, 2 — плотная руда, 3 — рыхлая руда.

Для изучения характера перехода силикатно-магнетитовых руд в силикатно-мартитовые и мартитовые руды была отобрана серия образцов по орту 8 оси горизонта 280 м.

Неокисленные руды залегают в лежащем боку залежи и представлены плотными массивными магнетитовыми и гематито-магнетитовыми разностями, не содержащими кварца; нерудные минералы представлены хлоритами, мусковитом и незначительной примесью амфибола. В плотных рудах наблюдается мелкая дисгармоничная открытая складчатость, ближе к центру залежи преобладают открытые симметричные формы складок. Мощность зоны (вкрест простирания) неокисленных руд около 30 м, однако эта толща не однородна, поскольку среди магнетитовых руд встречаются частично окисленные участки. Переход к магнетито-мартитовым рудам в пределах таких участков постепенный и в полевых условиях не выявляется, поскольку единственным изменением является увеличение содержания мартита, которое устанавливается в аншлифах или химическим анализом по содержанию FeO. В частично окисленных рудах полностью сохраняются формы микроскладчатости, характерные для магнетитовых руд.

В центральной части залежи выделяется переходная зона к полностью окисленным рудам. Мощность этой зоны около 7 м. Окисленные руды полностью сохраняют все структурные и текстурные особенности неокисленных руд; однако минеральный состав и физические свойства руд значительно изменяются, хотя микроструктура и размеры кристаллов рудных минералов остаются такими же, как в магнетитовых рудах.

Содержание магнетита в пределах переходной зоны уменьшается до 10%, причем развитие мартитизации приводит к выявлению неоднородности строения крупных скоплений магнетита — они разделяются трещинками на слагающие сростки и монокристаллы размером 0,1—0,3 мм. Хлорит в магнетито-мартитовых рудах остается свежим, но мусковит гидратизируется, переходит в гидромусковит, который характеризуется пониженным преломлением и двупреломлением, загрязненностью мельчайшими включениями глинистых минералов и помутнением. Изменения минерального состава приводят к понижению прочности руд и некоторому увеличению пористости (до 7—8%).

В висячем боку залежи Северной выделяется зона мартитовых и гематито-мартитовых руд средней плотности, связанная постепенными переходами с магнетито-мартитовыми рудами промежуточной зоны. Мощность окисленных руд около 12 м. В этих рудах магнетит полностью превращен в мартит (содержание FeO — 1—3%), мусковит и хлориты изменены в гидромусковит, глинистые минералы типа каолинита и гидроокислы железа. В некоторых участках каолинит образует сплошную спутанноволокнистую массу, которая заполняет пространство

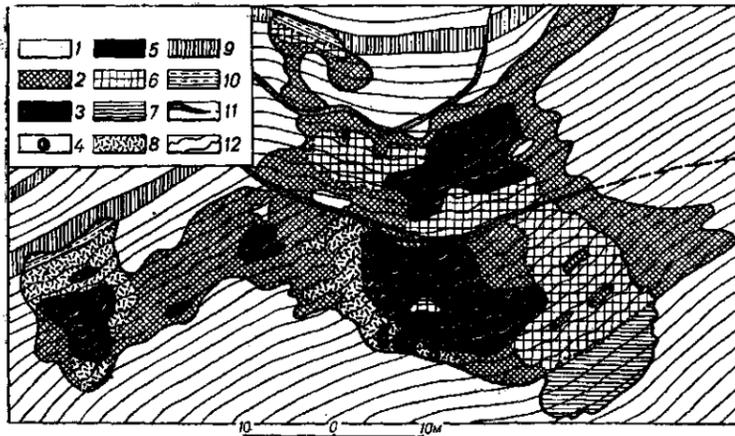


Рис. 38. Схематический план залежи Основной карьера 1 рудника им. Ленина (по Л. В. Кожара и В. М. Кравченко).

1 — роговики маритовые, 2 — плотные кварцево-маритовые руды, 3 — пористые гематито-маритовые руды, 4 — включения сидерито-маритовых руд, 5 — гетито-маритовые руды, 6 — пористые маритовые руды, 7 — выщелоченные джеспилиты «шелестухи», 8 — пористые рыхлые маритовые руды, 9 — гетито-гематитовые роговики, 10 — гетито-гематитовые руды, 11 — милонитизированные руды в зонах нарушений, 12 — слоистость.

0 100 200 300 400 500 600мм

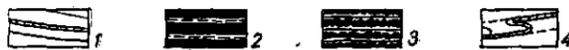
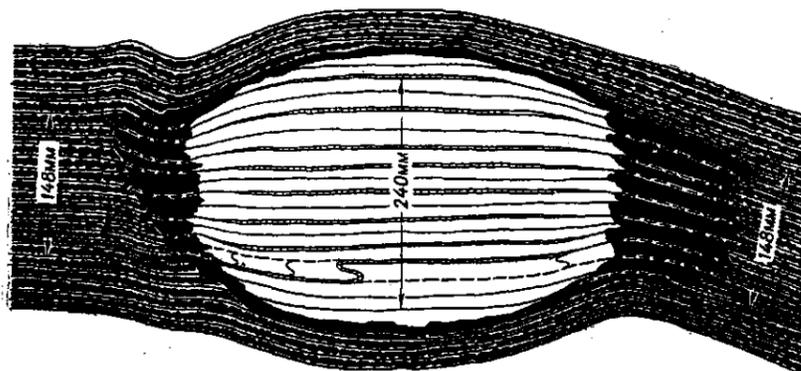


Рис. 39. Включение неоруденных пород в руде (по Л. В. Кожара и В. М. Кравченко).

1 — джеспилит, 2 — плотная руда, 3 — пористая руда, 4 — слоистость.

между мартитовыми зернами. В глинистой массе встречаются бурые пятна гидроокислов железа.

В окисленных рудах пористость увеличивается до 15% (без учета микропористости мартита и нерудных минералов), значительно уменьшается твердость и прочность — встречаются рыхлые полосчатые руды.

Таким образом, окисленные и неокисленные руды залежи Северной тесно связаны взаимными переходами и характеризуются общими структурными и текстурными особенностями, составом и микроструктурой, вследствие чего разделить их удастся только при детальном изучении. Тесная пространственная связь окисленных и неокисленных руд (причем первые располагаются в верхних частях залежи и у тектонического контакта с породами верхней свиты, а также в виде языков и прослоев среди магнетитовых руд), наличие постепенных переходов магнетит — мартит, мусковит — гидромусковит (дамурит) — каолинит и т. п. не оставляет сомнения во вторичном характере мартитовых руд по отношению к магнетитовым. Бесспорно и то, что окисление было обусловлено нисходящими гипергенными растворами.

#### **Взаимоотношение плотных и рыхлых мартитовых руд**

В большинстве рудных залежей Саксаганского района руды полностью окислены и содержание магнетита не превышает 3—5%. Окисленные мартитовые руды не являются однородными по своему составу и физическим свойствам. Во многих залежах встречаются плотные массивные мартитовые руды, которые переходят в пористые рыхлые руды. В южной и центральной частях Саксаганского района плотные мартитовые руды развиты незначительно, но в северной части редко удается встретить сколько-нибудь крупный участок залежи, сложенный однородными пористыми рудами; обычно наблюдается сложное строение рудного тела, когда плотные руды располагаются в виде включений среди пористых руд или образуют своеобразную кайму на контакте рудной залежи с неоруденелыми железистыми роговиками (рис. 38). Размеры включений плотных руд бывают самыми различными — от сантиметров до нескольких метров. Мощность приконтактных ореолов (каймы) плотных руд также изменяется в очень широких пределах. Отдельные рудные залежи на рудниках им. Ленина и им. XX партсъезда почти целиком сложены плотными рудами, среди которых встречаются карманы пористых рыхлых руд. Характерно, что останцы неоруденелых пород, расположенные в рыхлых рудах, содержат тонкую кайму плотных руд непосредственно у контакта (рис. 39). Схематическая зарисовка такой контактной зоны представлена на рис. 40, где плотные массивные джеспилиты сменяются вкрест простирающимися полосчатостями очень плотными массивными мартитовыми рудами, содержащими до 20% кварца.

Мощность приконтактной зоны плотных руд около 30 см. Постепенно пористость руд увеличивается, содержание кварца уменьшается, но микроструктура не изменяется — пористые руды полностью сохраняют все структурные и текстурные черты плотных руд. В рыхлых пористых рудах пористость достигает 25—30%, а содержание железа повышается до 67—69%. Среди рыхлых руд встречаются отдельные пропластки, сложенные более плотными рудами.

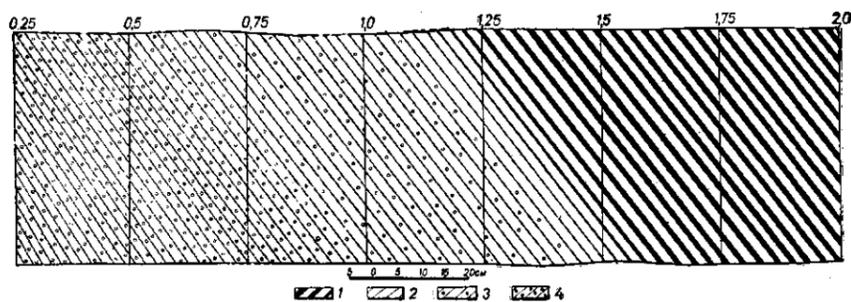


Рис. 40. Контакт джеспилитов с плотными рудами, переходящими в пористые руды.

1 — джеспилит (черное — кварцевые прослои). 2 — плотная магнитовая руда. 3 — магнитовая руда средней плотности (пористость 5—10%). 4 — рыхлая магнитовая руда (пористость до 30%).

Контакты плотных руд с пористыми по простиранию полосчатости, как правило, довольно постепенные; резкие контакты наблюдаются преимущественно по трещинам. Никакого изменения мощности выделенной пачки плотных руд при переходе в рыхлые не наблюдается.

Из всего этого можно сделать следующие выводы.

а) Складчатая деформация в пористых рудах, выраженная плейчатостью, совершенно аналогична по своему характеру и размерам деформации плотных руд. Сложные складчатые изгибы и трещины отдельностей без каких-либо изменений переходят из пористых — рыхлых руд в плотные.

б) В рыхлых рудах повсеместно наблюдаются останцы плотной руды, а плотные руды нередко переходят в рыхлые, а затем снова в плотные в пределах одной залежи.

в) Иногда наблюдается появление рыхлых руд по краям крупных трещин или вдоль системы, в плотных рудах.

г) Плотные руды переходят в рыхлые без сколько-нибудь заметной усадки — сокращения мощности (табл. XXIII). Если на границе джеспилита и плотной руды очень хорошо наблюдается сокращение мощности, то переход плотной руды в рыхлую осуществляется без изменения мощности.

д) Никаких новых структурных элементов в пористых рудах в сравнении с плотными не возникает.

Пористые руды отличаются от плотных только величиной пористости, причем наибольшее количество пор наблюдается в рудных мартитовых прослоях, которые в плотных рудах имели кварцево-мартитовый состав.

Рудные минералы плотных руд при переходе в пористые совершенно не изменяются, микроструктура, размеры, форма зерен и сростков и относительные количества мартита и пластинчатого гематита остаются теми же, что и для плотных руд.

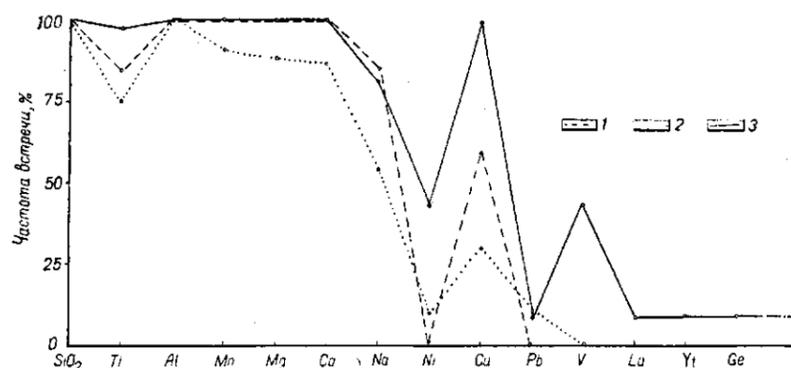


Рис. 41. Диаграмма частоты встречаемости элементов в рудах различного состава.

1 — плотные мартитовые руды, 2 — пористые мартитовые руды, 3 — магнетитовые руды.

В некоторых образцах пористых руд наблюдаются корродированные зерна мартита, не характерные для плотных руд. Иногда коррозия была настолько сильной, что все первоначальные формы оказались уничтоженными. Пластинчатый гематит при этом почти не изменился. Корродированный мартит несколько напоминает изъеденный магнетит в силикатно-магнетитовых рудах, которые также содержат неизменный пластинчатый гематит.

Кварц в пористых рудах, как правило, встречается в виде разобленных, очень корродированных зерен; наиболее выщелоченные разности руд совершенно не содержат кварца, на месте которого находятся многочисленные поры. Поры в рыхлых рудах часто выполнены каолинитом или гидроокислами железа, т. е. крайними членами ряда распада слюд, амфиболов и хлоритов.

Каолинит образует мельчайшие чешуйки и листочки, обладающие слабым двупреломлением. Показатель преломления (в агрегате чешуек) выше, чем у кварца и примерно равен 1,560. Принадлежность этого минерала к группе каолинита подтверждается также термическими анализами.

Сравнение химического состава плотных и рыхлых руд показывает, что рыхлые руды существенно обогащены железом в результате дополнительного выноса кремнезема из плотных руд.

Содержание других компонентов почти не изменяется или несколько уменьшается (рис. 41, табл. 51).

Таким образом, пространственные взаимоотношения плотных и рыхлых руд, сохранение структуры, текстуры и минерального состава с уверенностью указывают на то, что рыхлые мартитовые руды образовались за счет плотных руд. Изменения, которые наблюдаются при переходе плотных руд в рыхлые (коррозия и выщелачивание кварца, образование каолинита и гидроокислов железа, образование пористости) при отсутствии явлений усадки характерны для процессов гипергенного выщелачивания.

Если допустить возможность образования плотных руд при вторичном окварцевании пористых мартитовых руд в зоне гипергенеза, то вновь развившиеся формы кварца, выпавшие из холодных растворов, отличались бы резкими углами, идиоморфизмом, наличием наростов более мелких зерен, иногда с зональностью и следами колломорфной структуры. Такие формы кварца не характерны для плотных руд Саксаганского района. Трудно допустить и возможность образования плотных руд при наложенном гидротермальном окварцевании рыхлых руд.

*Плотные мартитовые руды V и VI железистых горизонтов не отличаются от плотных кварцево-магнетитовых и кварцево-мартитовых руд залежи Северной рудника им. Фрунзе. Общими для этих типов руд являются:*

- 1) пространственная приуроченность к периферическим участкам рудных залежей,
- 2) полное сходство текстурных и структурных форм (микроскладчатость, кливаж),
- 3) минеральный состав, микроструктура и размеры слагающих минералов,
- 4) химический состав (табл. 50 и 51).

С другой стороны, пористые мартитовые руды, содержащие каолинит, располагаются среди чистых мартитовых руд в виде пятен, полос, заливов, которые напоминают зоны силикатно-магнетитовых руд в залежи Северной.

Некоторые черты микроструктуры (коррозия магнетита) и минерального состава (наличие гидрослюды, каолинита, корродированного кварца) позволяют провести аналогию между этими рудами.

Таким образом, изучение взаимоотношений различных типов руд позволило наметить общую последовательную схему их образования, в которой магнетитовые руды — первичные (исходные), а продуктами их последующего изменения являются все мартитовые и силикатно-магнетитовые руды. Магнетитовые, силикатно-магнетитовые, плотные и рыхлые мартитовые руды тесно связаны между собой, и каждый из этих типов представляет определенную ступень в развитии рудообразующего процесса.

Таблица 51

Наименование руды, рудник	Компоненты, вес. %											Пористость, %			
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>		H <sub>2</sub> O	П. п.	Сумма
Плотная руда; рудник им. Октябрьской революции . . . . .	15,24	0,01	0,30	81,84	1,79	0,03	0,32	0,12	0,04	0,07	0,07	0,04	0,08	99,95	5
Плотная руда; рудник им. Кирова . . . . .	15,00	—	0,37	82,42	1,23	0,01	0,20	0,10	—	Следы	0,02	0,02	0,32	99,85	—
Руда средней плот- ности; рудник им. XX партсъезда	10,57	Следы	0,22	87,66	0,93	0,02	0,14	0,31	Нет	0,14	0,07	0,06	0,35	100,62	17
Руда средней плот- ности; рудник им. Октябрьской революции . . . . .	12,20	0,01	0,10	85,81	0,71	0,02	0,40	0,13	Нет	0,05	0,08	0,06	0,16	99,73	18
Рыхлая руда; там же	1,40	0,01	0,11	97,36	0,14	0,03	0,32	0,14	Нет	0,06	0,08	0,04	0,19	99,87	22,5
Рыхлая руда; рудник им. XX партсъезда	4,83	Следы	0,41	93,36	0,72	0,02	0,13	0,25	Нет	0,06	0,07	0,03	0,37	100,48	23
Рыхлая руда; рудник им. Дзержинского	1,20	Нет	1,55	95,00	0,88	0,02	0,04	0,12	0,13	0,07	0,03	—	1,62	100,66	—
Рыхлая руда; рудник "Большевик" . . . . .	1,40	Нет	1,40	95,70	0,64	0,01	0,11	Следы	0,14	0,01	0,02	—	0,84	100,27	30

**Взаимоотношения неоруденелых железистых пород с «шелестухами» и пористыми маритовыми рудами**

В Саксаганском районе широко развиты рыхлые выщелоченные породы — «шелестухи», которые обычно располагаются вблизи залежей пористых маритовых руд, где они часто образуют своеобразные ореолы вокруг рудных тел (рис. 42). Иногда «шелестухи» встречаются в самостоятельных залежах, приуроченных к участкам джеспилитов с высокой трещиноватостью

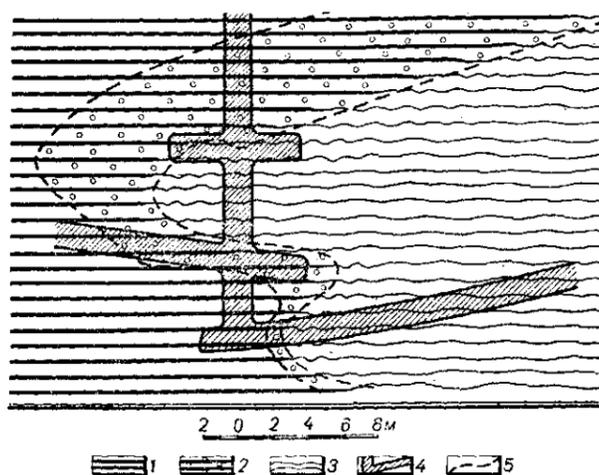


Рис. 42. Схема распространения выщелоченных джеспилитов («шелестух») вокруг залежи пористых маритовых руд. Рудник им. XX партсъезда.

1 — плотные маритовые джеспилиты, 2 — выщелоченные джеспилиты, 3 — пористые маритовые руды, 4 — горные выработки, 5 — контакты.

в сложноскладчатых или блоковых разрывных структурах. Выщелоченные породы нередко имеют высокое (46—55%) содержание железа, что дает возможность включать их в контур рудных залежей. Мощность ореола выщелоченных пород изменяется в очень широких пределах, иногда она зависит от размеров рудного тела. Мощные ореолы «шелестух» наблюдаются в южном торце залежи 4—5 рудника им. Октябрьской революции, где они достигают 10 м и более, в лежащем боку залежи Основной карьера 1 на руднике им. Ленина и на многих других рудниках. Выщелоченные железистые породы встречаются и вокруг так называемых слепых, т. е. не выходящих на дневную поверхность рудных тел, если они сложены рыхлыми рудами (залежь 12 рудника «Большевик»).

Самостоятельные залежи «шелестух» встречены около карьера «Большой Советский», южнее шахты 5 рудника им. Ильича и во многих других местах.

При переходе плотных железистых пород в выщелоченные не наблюдается никаких текстурных и структурных изменений, мощность выделенной пачки плотного джеспилита при переходе в «шелестухи» почти не изменяется, сжатия не наблюдается. В случае, когда ореол «шелестух» имеет большую мощность, изменение объема становится заметным: происходят явления усадки выщелоченных пород, которые при этом дробятся, образуя зоны брекчий оседания мощностью до 30 м (залежь Южная рудника им. Ленина). Обломки брекчий оседания имеют размеры 5—40 см и ориентированы совершенно беспорядочно. Подобные контактные зоны характерны только для выщелоченных пород и не наблюдаются на контактах руд с неоруденелыми породами.

Характерной чертой «шелестух» является плоскопараллельное строение, лишь изредка осложненное участками изоклиальной складчатости, унаследованной от неизмененных пород.

Внешний признак выщелоченных пород при сохранении всех текстурных и структурных особенностей — рыхлость, механическая непрочность породы, которые вызваны растворением краевых частей кварцевых зерен. На полированной поверхности образца отчетливо видна ровная полосчатость; полосы сложены мартитовыми сростками, между которыми располагается корродированный кварц. Часто встречаются целые останцы кварцевых прослоев, сложенные маршаллитом, зерна кварца в таких прослоях не имеют общих контактов, между ними всегда существует свободный промежуток, величина которого определяется степенью выщелачивания кварца. Жильные образования, встречающиеся среди железистых роговиков, также превращаются в рыхлые сахаровидные агрегаты. В рудных — мартитовых прослоях кварц почти полностью выщелочен. Сростки мартита разделены пустотами выщелачивания.

Существование взаимных переходов между «шелестухами» и пористыми рудами показывает, что хотя и те и другие имеют ряд общих особенностей, контакт между ними всегда складчатый с характерным комплексом структурных изменений, т. е. такой же, как, скажем, между магнетитовыми роговиками и неокисленными рудами. Эти важные отличия объясняются тем, что образование «шелестух» происходило при гипергенном выщелачивании кварца непосредственно из богатых железом пород, тогда как пористые мартитовые руды образовались при гипергенном выщелачивании кремнезема из плотных руд.

### Взаимоотношение гетито-гематитовых руд с мартитовыми и гетито-гематито-мартитовыми

Иногда встречаются чрезвычайно любопытные комплексные залежи, состоящие из различных минералогических разновидностей. Они располагаются на контактах джеспилитов с безрудными роговиками, переслаивающимися с хлоритовыми сланцами. Та часть залежи, которая расположена в джеспилитах, представлена мартитовой рудой; у контакта с безрудными

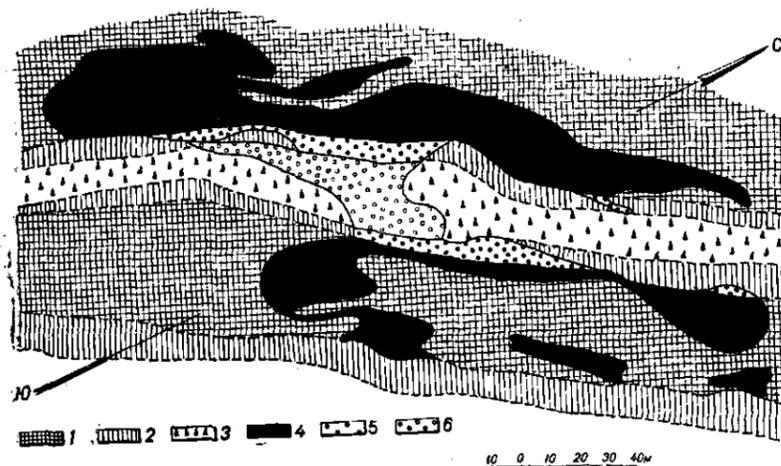


Рис. 43. Схема расположения различных типов руд в комплексной залежи.

1 — мартитовые джеспилиты и роговики, 2 — хлорито-магнетитовые и гетито-гематито-мартитовые роговики, 3 — гетито-гематитовые роговики и сланцы с кристаллами мартита, 4 — мартитовые руды, 5 — гетито-гематито-мартитовые руды, 6 — гетито-гематитовые руды.

роговиками она сменяется гетито-гематито-мартитовой, образованной за счет магнетито-хлоритовых роговиков, являющихся здесь переходными от джеспилитов к безрудным роговикам.

Наконец, оставшаяся часть залежи, находящаяся среди безрудных роговиков или хлоритовых сланцев, представлена гематито-гетитовой рудой. Участки таких залежей, сложенных различными минералогическими разновидностями руд, строго подчинены границам вмещающих пород (рис. 43).

Особый интерес представляют контуры некоторых залежей комплексного состава руд, имеющих пологие изгибы по простиранию. В тех местах, где залежь занимает всю полосу джеспилитов, образуется как бы наращивание ее гематито-гетитовыми рудами в хлоритовых сланцах или гетито-гематитовых роговиках. Эти гематито-гетитовые руды образуют расширение

залежи мартитовых руд. Примером такого состава залежи может служить залежь 95 рудника им. К. Либкнехта. Такое сочетание мартитовых руд, расположенных в джеспилитах, и гематито-гетитовых — в сланцах, не оставляет сомнения в строгой подчиненности состава руд составу вмещающих пород.

#### ПРОЯВЛЕНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО \* ПРОЦЕССА

Проявления так называемых процессов щелочного метасоматоза, приводящих к эгиринизации, рибекитизации и карбонатизации пород, считались характерной особенностью Северного района Криворожья. Однако широкое развитие таких процессов установлено за последнее десятилетие и в Саксаганском районе.

Породы, измененные щелочным гидротермально-метасоматическим процессом, прослеживаются от рудника им. Ленина в южном направлении на протяжении около 12 км.

Рибекитизированные и карбонатизированные железистые роговики и сланцы наблюдаются разобщенными участками в VII железистом, VII сланцевом и VI железистом горизонтах в пределах рудников им. Фрунзе, им. XX партсъезда, им. Красной Гвардии и им. Ленина. Размеры отдельных участков этих пород изменяются в пределах от 300—400 до 1200—2300 м по простиранию и от 50—70 до 150—300 м по мощности.

Эгиринизированные породы (для которых в равной мере характерны также рибекит и карбонат) развиты в пределах тех же рудников в основном в VI железистом горизонте. Эти породы наблюдаются в виде шести участков размером 300—1500 м по простиранию и 50—150 м по мощности, разобщенных зонами интенсивно окисленных и выщелоченных пород. Можно думать, что до проявления гипергенеза эгиринизированные, рибекитизированные и карбонатизированные породы представляли собой единую полосу.

Гидротермальный процесс, проявившийся в железистых роговиках, привел к образованию эгирина, рибекита, железистого карбоната, сине-зеленой слюды, микроклина, кварца, магнетита, гематита, пирита и апатита. Эти минералы возникают путем замещения первичных минералов, а также путем выполнения секущих и послонных трещин, указывая на неразрывную связь метасоматоза с макро- и микротрещиноватостью пород.

Возникновение трещиноватости в породах относится, очевидно, к конечному этапу тектонического процесса, в период которого была сформирована складчатая структура и завершено собственно метаморфическое минералообразование.

\* Признаков, указывающих на явно ювенильный характер минералообразовательного процесса в настоящее время недостаточно, поэтому термин «гидротермальный» применяется условно с тем, чтобы подчеркнуть отличие описываемых метасоматитов от образований собственно метаморфического процесса.

Макрозоональность в распределении гидротермально-метасоматических минералов четкого выражения не имеет. Однако существование около эгиринизированных пород участков рибекитизированных и карбонатизированных пород, вероятнее всего, является проявлением зональности метасоматических образований. Слабые проявления зональности замаскированы к тому же супергенным процессом, приведшим к расчленению единой полосы эгиринизированных, рибекитизированных и карбонатизированных пород на отдельные участки. Такая схема зональности наблюдается иногда при просмотре штуфов, а также в шлифах. Центральная зона сложена эгирином, следующая — щелочным амфиболом и внешняя — железистым карбонатом. Нечеткость метасоматической зональности в измененных породах могла быть обусловлена, как указывает Д. С. Коржинский (1953), неравномерной зернистостью, пористостью и трещиноватостью пород, а также частым чередованием прослоев различного минерального состава.

Главными минералами гидротермально-метасоматического процесса являются эгирин, щелочной амфибол, карбонат; в количествах более 5% иногда встречаются микроклин, сине-зеленая слюда и кварц; в меньших количествах образуются магнетит, пирит, апатит и гематит.

Эгирин в отличие от эгирина Северного района характеризуется крупной кристаллическостью; размеры кристаллов нередко достигают 1—2, а иногда и 3—4 см. В шлифе эгирин бесцветный, показатель преломления по  $N_p = 1,760—1,765$ ,  $SN_p \approx 5^\circ$ . В породе эгирин образует сноповидные или лучистые агрегаты, а также отдельные вкрапления. Эгирин легче всего замещает кварц и поэтому он более всего развит в кварцевых прослоях.

Труднее поддаются замещению стильномелан и особенно магнетит; замещение последнего наблюдается редко. Вследствие этого эгирин в магнетитовых прослоях почти не развивается. Отличительной особенностью эгиринизации слюдястых прослоев является возникновение в них микроклина и сине-зеленой слюды.

Поскольку эгирин образуется метасоматически, он обычно содержит включения минералов замещаемой породы, а также и минералов, образующихся совместно с ним. Особенно характерны включения кварца, карбоната, магнетита, вследствие чего, очевидно, химические анализы эгирина показывают между собой некоторые расхождения и отклонения от теоретического состава.

Приведенные химические анализы\* (табл. 52), эгирина Саксаганского и (для сравнения) других районов, указывают на их полное сходство.

\* Химические анализы выполнены в лаборатории ИГН АН УССР аналитиками Б. В. Мирской (Кременчуг) и А. В. Служенко (КМА — Михайловский район и Саксаганский район — рудник им. Ленина).

Наиболее легкое и полное замещение эгирином (и другими железистыми минералами) в основном кварцевых прослоев указывает на то, что гидротермально-метасоматический процесс приводил к некоторому обогащению железистых роговиков железом; вместе с тем следует отметить, что это обогащение пород железом нигде не приводит к образованию богатых железных руд.

Таблица 52

Компонент	Кременчуг		КМА, Михайловский район		Саксаганский район, рудник им. Ленина	
	Вес. %	Молекулярное количество	Вес. %	Молекулярное количество	Вес. %	Молекулярное количество
SiO <sub>2</sub> ....	54,75	911	52,78	879	53,84	896
TiO <sub>2</sub> ....	0,07	—	Следы	—	Нет	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ....	0,43	4	0,98	10	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ....	25,89	161	32,72	206	31,94	200
FeO ....	4,15	57	Следы	—	Нет	—
MnO ....	0,08	1	—	—	—	—
MgO ....	1,04	25	0,91	22	0,62	15
CaO ....	0,70	13	0,49	9	0,92	16
Na <sub>2</sub> O ....	9,43	152	11,92	192	12,00	194
K <sub>2</sub> O ....	0,22	2	0,22	2	0,11	1
H <sub>2</sub> O ....	0,07	—	0,16	—	0,10	—
П. п. п. ...	3,18	—	0,12	—	0,24	—
Сумма	100,01		100,30		99,77	

Щелочной амфибол в эгиринизированных роговиках VI железистого горизонта незначительно распространен; в этом заключается одно из отличий этих пород от эгиринизированных амфиболо-магнетитовых пород Северного района, где он, в связи с наличием в исходных породах куммингтонита, значительно развит. Щелочной амфибол в VI железистом горизонте, как и эгирин, замещает кварц и реже стильпномелан; в породах VII сланцевого и VII железистого горизонтов щелочной амфибол развивается по имевшемуся в породах амфиболу типа куммингтонита; плеохроизм по *Ng* — бесцветный, по *Nm* — фиолетовый и по *Np* — синий.

Химический анализ щелочного амфибола (рудник им. Фрунзе), проведенный в лаборатории ВСЕГЕИ аналитиком А. П. Аксельрод, указывает на принадлежность его к рибекиту (вес. %):

SiO <sub>2</sub> — 58,58;	TiO <sub>2</sub> — 0,10;	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — 0,10;
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — 13,82;	FeO — 16,78;	MnO — Следы;
MgO — 2,56;	CaO — 0,47;	Na <sub>2</sub> O — 4,15;
K <sub>2</sub> O — 0,54;	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> — 2,32;	F — 0,45;
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> — 0,14.	Сумма 100,01.	

Сине-зеленая слюда образуется при эгиринизации слюдястых прослоев и развивается по стильпномелану, иногда путем замещения кварца. Слюда обладает характерным плеохроизмом: по *Ng* — изумрудно-зеленый, по *Np* — светло-желтоватый. Химический анализ концентрата слюды, проведенный в лаборатории ВСЕГЕИ аналитиком М. М. Стукаловой (табл. 53), характеризует ее как магнезиально-железистую и малоглиноземистую. Химический анализ стильпномелана выполнен в лаборатории ИГН АН УССР аналитиком Б. В. Мирской.

Таблица 53

Компонент	Сине-зеленая слюда		Стильпномелан	
	Вес. %	Молекулярное количество	Вес. %	Молекулярное количество
SiO <sub>2</sub> . . . .	56,20	936	29,95	498
TiO <sub>2</sub> . . . .	0,10	1	0,11	1
ZrO <sub>2</sub> . . . .	0,03	—	Не опр.	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	2,05	21	1,92	19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	19,18	120	18,82	118
FeO . . . . .	3,19	44	27,09	376
MnO . . . . .	Следы	—	0,05	—
MgO . . . . .	5,42	134	8,04	198
CaO . . . . .	0,27	5	0,91	16
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,64	10	0,79	13
K <sub>2</sub> O . . . . .	8,26	88	2,66	18
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . .	0,25	—	0,83	—
HO <sub>2</sub> <sup>+</sup> . . . .	4,96	276	—	—
П. п. п. . . .	—	—	7,22	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	1,74	—
Сумма . . . .	100,55		100,23	

На основании химического состава и рентгеноструктурного анализа Е. Н. Судовикова (1956) аналогичную слюду из Михайловского района КМА считает близкой к ряду флогопит—лепидомелан.

Сравнение химического состава сине-зеленой слюды и стильпномелана указывает, что замещение сопровождается увеличением SiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O и уменьшением FeO и H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> остаются без изменений. Железо, освобождавшееся при замещении стильпномелана сине-зеленой слюдой, входило, вероятно, в состав других образующихся железистых минералов. Ассоциация сине-зеленой слюды с эгирином и резкое уменьшение закисного железа в сравнении со стильпномеланом, свидетельствует о щелочных условиях ее образования. Возникновение сине-зеленой слюды только в случае эгиринизации слюдястых прослоев

указывает на зависимость ее образования от минерального состава пород.

Абсолютный возраст образования этой слюды, определенный Э. К. Герлингом в 1860 млн. лет, говорит о древности гидротермально-метасоматического процесса.

Микроклин, как и сине-зеленая слюда, также образуется только при эгиринизации слюдистых прослоев. Микроклин замещает стильпномелан и иногда кварц; изредка встречается в микропрожилках.

Образование микроклина и сине-зеленой слюды при эгиринизации слюдистых прослоев указывает на то, что химическая активность калия по отношению к алюминию в данных физико-химических условиях была значительно более сильной, чем натрия.

Карбонат при эгиринизации железистых роговиков образуется постоянно в виде кучных скоплений и иногда микропрожилков. Карбонат замещает обычно кварц и реже стильпномелан. К карбонату обычно приурочены новообразования магнетита и апатита. Химические анализы концентратов карбоната, выполненные в лаборатории ИГН АН УССР аналитиками О. И. Дохленко и А. М. Служенко указывают на принадлежность его к магнезиально-железистому ряду (табл. 54).

Таблица 54

Компонент	Перый образец		Второй образец		Третий образец		Четвертый образец	
	Вес. %	Молекулярное количество	Вес. %	Молекулярное количество	Вес. %	Молекулярное количество	Вес. %	Молекулярное количество
FeO ....	35,67	496	41,92	582	35,46	492	48,08	669
MnO ...	2,13	30	0,50	7	0,20	3	—	—
MgO ....	2,44	59	4,98	124	9,02	228	1,74	42
CaO ....	4,16	75	0,50	7	0,50	7	0,34	5
CO <sub>2</sub> ....	29,10	660	31,80	724	32,10	728	31,55	720

Апатит образуется в незначительных количествах в виде мелких вкрапленников, замещающих кварц. Тесно ассоциирует с карбонатом.

Образование карбоната и апатита при эгиринизации пород указывает на участие в минералообразующих растворах углекислоты и фосфора.

Кварц, образующийся при эгиринизации, характеризуется многообразием форм и размеров. Например, в прожилках в ассоциации с эгирином, карбонатом и другими встречается мелкозернистый кварц с торцовой структурой, неотличимый от метаморфического, и крупнозернистый кварц неправильной формы, похожий на жильный. Этот кварц нередко содержит включения иголок щелочного амфибола, сине-зеленой слюды и реликтовые чешуйки стильпномелана. Наиболее часто кварц выделяется в

микропрожилках и в участках разлинзования кварцевых прослоев. Иногда кварц образует жилки мощностью до 10 см. В жилах кварца в незначительных количествах встречаются эгирин, щелочной амфибол, карбонат и др.

Гематит изредка встречается в кварцевых прожилках, а также с рибекитом. Незначительное развитие гематита, возможно, обусловлено связыванием основных количеств окисного железа в эгирине.

Магнетит образуется в виде идиоморфных кристаллов размером от тысячных до десятых долей миллиметра. Выделяется обычно в виде группы зерен, тесно связанных с карбонатом и щелочным амфиболом. Образование магнетита, как и других железистых минералов, свидетельствует, возможно, об активизации минералообразующими растворами железа пород и отражает зависимость парагенезиса минералов от состава пород.

Пирит встречается в виде редких включений и лишь иногда в виде густой вкрапленности. Образуется он, как и карбонат, во внешних метасоматических зонах. Пирит наиболее тесно связан с сине-зеленой слюдой, карбонатом, кварцем и микроклином.

Эгиринизированные роговики Саксаганского района отличаются от эгиринизированных пород других районов заметным присутствием пирита. Образование пирита указывает на участие в растворах, кроме углекислоты, также и сульфидной серы.

Сравнение гидротермально-метасоматических образований в Саксаганском районе с аналогичными образованиями в Северном районе указывает как на черты сходства, так и на некоторые особенности. Особенность эгиринизации пород Саксаганского района — развитие сине-зеленой слюды, микроклина и пирита. Общим для Северного и Саксаганского районов является сходство парагенезиса минералов, образующихся при эгиринизации, которое указывает на подобие физико-химических условий и единство гидротермального процесса.

Общим в проявлениях данного минералообразовательного процесса является также и то, что и в Северном, и в Саксаганском районах он протекал как в железистых роговиках, так и в железных рудах. При этом эгиринизация железных руд, как отмечалось В. С. Домаревым (1955) и др., приводила к обеднению их железом. Некоторое обогащение железом при эгиринизации железистых роговиков, как уже отмечалось, к образованию богатых руд также не приводит. Эти факты говорят о том, что образование богатых железных руд с данным процессом не связано и протекало раньше его в период собственно метаморфического минералообразования.

Метасоматиты, образованные гидротермальным процессом, так же как и метаморфические породы и руды в дальнейшем претерпевали гипергенные изменения.

### ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Изучение генезиса железных руд криворожского типа имеет, как известно, огромное научное и практическое значение. По этим причинам уже свыше полувека работы, рассматривающие различные стороны генезиса руд криворожского типа, не сходят со страниц нашей и зарубежной печати. При этом особое внимание в решении генетических вопросов уделяется наиболее развитым пористым и рыхлым мартитовым рудам. Однако несмотря на это, до самого последнего времени в нашей и мировой практике еще не найдено удовлетворительное объяснение образованию именно этих руд, хотя они имеют колоссальное распространение на земном шаре и являются источником подавляющей части железа, добываемого в настоящее время.

Многие геологи у нас и за границей (В. Манн, М. Н. Доброхотов, Л. И. Мартыненко и др.) пытаются одним процессом, гидротермальным или гипергенным, объяснить образование всех разновидностей руд криворожского (саксаганского) типа. Однако их доводы выглядят неубедительно, а представления о генезисе руд упрощены и находятся в отрыве от сложной истории формирования структуры и метаморфизма пород Криворожского бассейна.

Некоторые сторонники гипергенного образования руд Саксаганского района, часто пренебрегая фактическим материалом, все объясняют только действием агентов коры выветривания и не допускают какой-либо роли других процессов. Гипергенная теория образования руд саксаганского типа в последние годы стала модной и часто настолько ослепляет ее сторонников, что они не считают даже с такими важными фактами, как переход с глубины мартитовых руд в магнетитовые, сочетание рудообразования со складчатостью и др.

Такой односторонний подход приводит к тому, что в КМА все руды, имеющие промышленное значение, относятся только к продуктам коры выветривания, а встреченные карбонатно-магнетито-гематитовые руды недооцениваются разведочными организациями.

Проведенное в последние годы детальное изучение Криворожского бассейна показало, что ни одно из рудных тел Саксаганского района не является первичным образованием, сформировавшимся только в процессе отложения или диагенеза осадков.

Все рудные залежи Саксаганского района независимо от их стратиграфического или структурного положения, минерального и химического состава являются эпигенетическими по отношению к железисто-силикатным и кремнисто-железистым осадкам криворожской серии. Следовательно, рудные залежи в подавляющем большинстве сформировались при вторичном обогащении железистых пород. Исключение составляет лишь незначительная часть руд, представляющая собой богатые железом джеспилиты осадочно-метаморфического происхождения.

Рассмотренные в предыдущих главах материалы и сопоставления минерального состава, структурных и текстурных особенностей и геологического положения различных руд в рудных залежах и вмещающих породах дают возможность судить о сложном и многостадийном генезисе залежей богатых руд Саксаганского района. Определенно наметилась разновременность и своеобразие процессов образования магнетитовых, мартитовых и гетито-гематито-мартитовых руд. Магнетитовые, плотные мартитовые и рыхлые мартитовые руды связаны взаимными переходами. Как показало изучение залежи Северной на руднике им. Фрунзе рыхлые мартитовые руды, хорошо изученные у поверхности, постепенно сменяются плотными мартито-магнетитовыми, и уже на глубине около 300 м они переходят в магнетитовые. На рудниках им. Ленина и им. Кирова встречены рудные залежи магнетитового состава. На большинстве других месторождений в рыхлых мартитовых рудах с глубиной появляются участки плотных мартитовых и мартито-магнетитовых руд. Магнетитовые руды имеют совершенно подобную текстуру и минеральный состав с мартитовыми рудами, а условия залегания их также определяются складчато-трещинными поперечными смятиями. В рыхлых мартитовых рудах появляются гетит, каолинит, а порою и некоторое количество других глинистых минералов, образование которых вызвано гипергенным разложением железистых и нежелезистых силикатов, имевшихся в магнетитовых рудах.

Исходя из этих данных, можно заключить, что магнетитовые руды являются гипогенными рудами, которые позже были преобразованы в мартитовые руды активными агентами коры выветривания. Этот вывод подтверждается еще и следующим:

- 1) минеральным составом руд — магнетит и пластинчатый гематит, которые метасоматически замещают кварц роговиков;
- 2) сменой мартитовых руд магнетитовыми на глубинах ниже зоны окисления в пределах одной залежи;
- 3) полным сохранением всех складчатых и разрывных структурных форм в залежах при смене руд мартитового состава магнетитовыми;
- 4) тесной пространственной приуроченностью мартитовых и магнетитовых залежей к сложным складчато-трещинным узлам деформаций пород;
- 5) сочетанием складкообразования с выпосом кремнезема и частичной или полной заменой его места гематитом и магнетитом;
- 6) встречей в различных частях района слепых рудных залежей, появляющихся на глубинах 100, 200 и даже 400 м и развивающихся ниже в рудные столбы;
- 7) распространением рудных столбов на очень большие глубины (превышающие 1200—1500 м) по тектоническим зонам смятия.

Каждый из этих фактов, взятый в отдельности, может быть,

и не является убедительным для отнесения этих руд к гипогенным образованиям, однако сумма их отчетливо свидетельствует о генетической связи этих руд с гипогенными процессами.

Иную группу руд составляют гетито-гематитовые руды и выщелоченные джеспилиты, характеризующиеся широким распространением типоморфных минералов коры выветривания или, точнее, глубинных зон окисления.

Рудообразующие минералы, как гетит, дисперсный гематит и гидрогетит, а также каолинит и глинистые минералы являются такими новообразованиями, которые определяют переход железисто-силикатных пород в богатую железную руду в гипергенных условиях. Гетито-гематито-мартитовые руды во многих случаях, хотя далеко не везде, проявляют отчетливую плейчатую текстуру, утонение кварцевых прослоев при переходе из роговиков в руду, а также ряд других признаков, сближающих эти руды с первичными силикатно-магнетитовыми рудами. В этих случаях гетито-гематито-мартитовые руды, по-видимому, представляют собой в сильной степени измененные при окислении силикатно-магнетитовые руды. Кроме того, в Саксаганском районе широко развиты выщелоченные джеспилиты или руды «шелестухи», характеризующиеся широким выносом кремнезема, создавшим высокую пористость и повышенное содержание железа в сравнении с вмещающими породами.

Таким образом, в Саксаганском районе выделяются два генетических типа руд: *гипогенный*, к которому относится образование магнетитовых и силикатно-магнетитовых руд и *гипергенный*, к которому относится образование гетито-гематитовых, частично гетито-гематито-мартитовых руд и «шелестух», а также преобразование массивных магнетитовых руд в пористые и рыхлые мартитовые руды (см. схему образования пород и различных типов руд в Саксаганском районе, табл. 55).

Такое деление руд на два генетических типа в значительной мере является условным, так как образование руд представляет собой очень сложный исторический процесс, заключающийся в последовательном и многостадийном развитии — преобразовании пород и руд начиная от периода седиментации осадков до современного минералообразования в коре выветривания. В исторической последовательности выделяются: седиментация, диагенез, динамотермальный метаморфизм, гипергенез, связанный с древней корой выветривания и, наконец, гипергенез дотретичный, третичный и современный. Все эти звенья одной сложной цепи исторического развития осадков — пород и руд, ни одним из которых нельзя пренебрегать. Этот процесс выразился в сложных преобразованиях минерального состава и накоплении железа в тех местах пород, которые постепенно были превращены в руду. Поэтому, если рассмотреть залежи Саксаганского района, то в их формировании мы всегда увидим последствия проявления процессов седиментации, диагенеза и метаморфизма и в большинстве слу-

чаев глубокие изменения вещественного состава, происшедшие при гипергенезе. На различных залежах эти стадии общего процесса сказались неодинаково. Для одной группы залежей главным процессом накопления железа явился метаморфизм, для другой — седиментация и диагенез, для третьей — гипергенез, соответственно другие стадии изменения на каждой группе залежей сказались меньше, однако их значение никак нельзя уменьшать или тем более отбрасывать.

Таким образом, сложность генезиса криворожских руд можно правильно понять только в том случае, если он будет рассмотрен в историческом аспекте, как последовательное наложение процессов рудообразования, возникавших при создании геологической структуры и изменении осадочного вещества пород. Историческая смена процессов, устанавливаемая по изменению пород и руд, позволяет гораздо глубже понять сущность явлений в их развитии и взаимодействии.

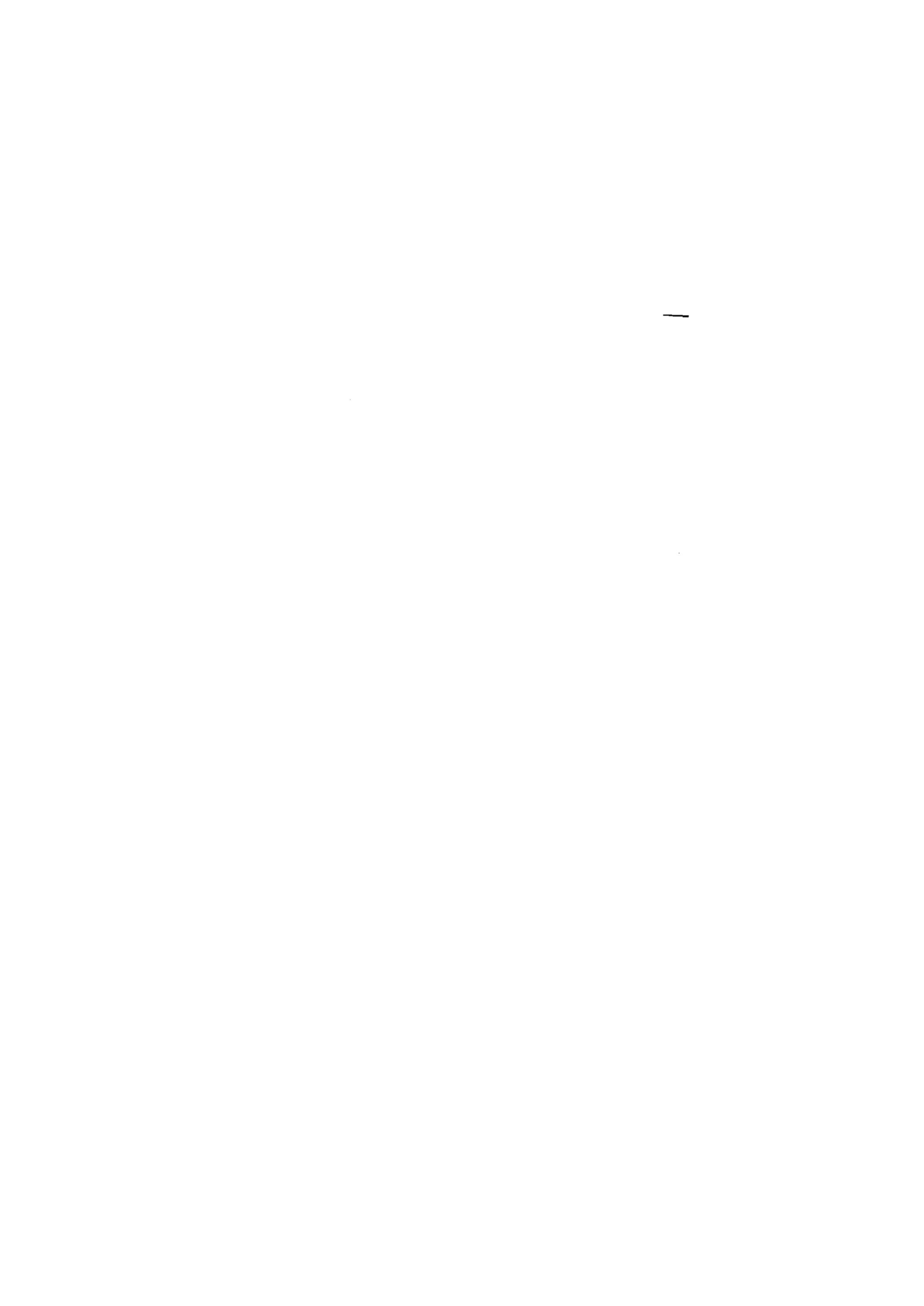
Результаты изучения седиментации осадков криворожской серии нами приведены в книге «Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна» (1957). Ниже мы перейдем к рассмотрению гипогенных и гипергенных процессов рудообразования, которые привели к формированию различных типов богатых руд Саксаганского района.

#### Гипогенное рудообразование

Выше мы уже имели случай указать, что к гипогенным рудам мы относим магнетитовые руды, встреченные в Саксаганском районе пока еще в небольшом количестве, а также все мартитовые и гематито-мартитовые плотные и рыхлые руды, представляющие собой те же магнетитовые руды гипогенного генезиса, измененные в гипергенных условиях. К какому же типу гипогенного генезиса можно отнести рассматриваемые руды? Известно, что подавляющее большинство гипогенных железных руд относится к контактно-метасоматическим, реже — раннемагматическим и очень редко встречаются железорудные месторождения гидротермального генезиса.

Особенности состава железных руд и структуры рудных залежей и месторождений Саксаганского района настолько своеобразны, что даже при самых тщательных исследованиях не удается установить сколько-нибудь характерных признаков для раннемагматического, контактно-метасоматического или гидротермального генезиса этих руд. К числу таких главнейших особенностей относятся:

1) Минеральный состав руд, в качественном отношении совершенно аналогичный составу вмещающих пород. Среди мартито-кварцевых роговиков и джеспилитов залегают мартитовые или мартито-гематитовые руды, а магнетито-гематито-силикатные породы вмещают амфиболо-гематито-магнетитовые или хлорито-магнетитовые железные руды (табл. 56).



Процессы образования и изменения пород и руд	Главнейшие типы исходных осадков, пород и руд			
<b>Осадочный</b> Седиментация, диагенез и эпигенез	Железисто-силикатные, кварцево-глинистые и карбонатные осадки	Железисто-кремнистые и железисто-силикатные и карбонатные осадки		Железисто-кремнистые осадки
<b>Метаморфический</b> Складчатость, обезвоживание и раскристаллизация осадков Подвижность железа, кремния, магния и кальция с метаморфическими растворами	Железисто-силикатные сланцы (хлоритовые, сидерито-хлоритовые, биотитовые, сидерито-биотитовые, амфиболовые) и силикатные роговики	Железисто-силикатно-кварцевые роговики (хлорито-магнетитовые, биотито-амфиболо-магнетитовые, сидерито-хлорито-магнетитовые и др.)	Силикатно-магнетитовые руды (хлорито-магнетитовые и амфиболо-магнетитовые)	Железисто-кварцевые роговики и джеспилиты (магнетитовые и гематито-магнетитовые) Магнетитовые и гематито-магнетитовые руды
<b>Гипергенный</b> I стадия — разложение карбонатов и силикатов, мартитизация магнетита, образование окислов и гидроокислов железа по карбонату, силикату и кварцу II стадия — растворение и «вынос кремния из роговикового» кварца и силикатов, резкое увеличение пористости	Гетито-гематитовые сланцы и роговики  Пористые гетито-гематитовые руды („краски“)	Гетито-гематито-мартитовые роговики  Пористые гетито-гематито-мартитовые руды („краско-синьки“)	Гетито-гематито-мартитовые руды	Плотные мартитовые и гематито-мартитовые руды  Выщелоченные мартитовые роговики, джеспилиты и „шелестухи“ Пористые мартитовые и гематито-мартитовые руды („синьки“)

1482  
КРЕДИТ  
СЕРТИФИКАТ  
УЧЕБНО-НАУЧНОГО ЦЕНТРА



Таблица 66

Вмещающие породы	Богатые железные руды
Магнетитовые роговики и джеспилиты	Магнетитовая руда
Мартитовые роговики и джеспилиты	Мартитовые рыхлые („синьки“) и плотные руды
Силикатно-железисто-кварцевые роговики. Магнетито-хлоритовые, магнетито-амфиболовые и их окисленные аналоги — глинисто-гетито-мартитовые роговики	Амфиболо-магнетитовые и хлорит-магнетитовые руды. Гетито-гематито-мартитовые руды („краско-синьки“)
Желистые сланцы—хлоритовые, хлорито-биотитовые, биотито-амфиболовые и их окисленные аналоги — „красковые“ сланцы (гетито-гематито-глинистые)	Гетито-гематитовые руды („краски“)

Главные минеральные ассоциации в породах и рудах одно-возрастны и принадлежат к одним и тем же минеральным фациям.

2) Многочисленные полные химические и спектральные анализы руд и вмещающих пород, показывающие, что руды содержат те же химические элементы, что и породы. Содержание железа в руде приближается к содержанию его в рудных прослоях роговики и джеспилитов. Например, в табл. 37 и 38 приведены полные химические анализы магнетитовых руд и железистых роговики, среди которых они залегают. При сопоставлении этих анализов обращает на себя внимание резкое увеличение количества железа и уменьшение кремнезема в руде по сравнению с джеспилитом. Количество  $Fe_2O_3$  возрастает от 49,66—58,2% в джеспилите до 81,84—97,36% в руде. Количество кремнезема резко сокращается от 38,3—48,38% в джеспилите до 7,2—15,2% в руде. Все остальные компоненты, встреченные в малых количествах, и элементы примеси в джеспилите сохраняются примерно в таких же количествах в руде. Таким образом, никаких новых элементов в руду по сравнению с окружающими породами при рудообразовании растворы не приносили.

3) Преобладание метасоматических процессов при образовании руды, отсутствие секущих рудных жил (выполнения). Залежи не выходят за пределы горизонта однородного состава, аналогичного составу рудной залежи.

4) Размещение рудных залежей и месторождений, обусловленное складчато-трещинными структурами и физико-химическими свойствами вмещающих пород. Крупные разрывные нарушения и даже трещины отдельностей обычно являются пострудны-

ми. Не все железистые роговики или джеспилиты имеют одинаковое количество залежей железных руд. Оруденение одних залежей интенсивное, других — слабое, что зависит от исходного содержания железа в роговиках, джеспилитах и от тектонической подготовки, выразившейся в создании складчатости и участков оптимальной тонкой трещиноватости.

5) Отсутствие околорудных изменений пород, постепенная смена богатых железом пород менее богатыми на контактах рудных залежей. Как показано выше, около 75% контактов характеризуется постепенным переходом от руды к роговику или джеспилиту и лишь 25% их представляет собой более или менее резкую границу. Постепенные контакты представлены полосой, имеющей ширину от 2—3 до 10—15 м, в пределах которой прослежено постепенное увеличение содержания железа от обычного 37—42% до 46—50% у границы с богатой рудой.

Резкие или четкие контакты встречаются значительно реже. Переход от роговиков в руду осуществляется в этом случае на расстоянии 10—15 см в результате интенсивного замещения кварца гематитом или только выноса кварца из железистых пород.

6) Строгое сочетание рудообразующего процесса в пространстве и во времени со складкообразованием.

Выше мы указали на четкую связь рудных залежей со складчатыми структурами. Сами руды также в большинстве случаев характеризуются специфической мелкой складчатостью или плейчатостью. Крупные складчатые изгибы, к которым приурочены месторождения и мелкая плейчатость в руде, являются складчатостью течения, имеют хорошо выдержанные элементы залегания, с которыми находятся в соответствии элементы залегания рудных залежей. Никаких просадочных явлений, вызванных гравитационным давлением, обычно выраженных ломаной текстурой породы в залежах плотных руд не наблюдается.

Бесспорным доказательством тектонического происхождения микроскладчатости является такое же ее развитие в магнетитовых рудах, как и в мартитовых. Микроскладчатость в магнетитовых рудах встречена нами на руднике им. Ленина (табл. V, А), на шахте № 5 рудника им. Фрунзе (табл. XXI, Б), в рудах Белозерской магнитной аномалии, на руднике им. 1 Мая, совершенно аналогичная микроскладчатость изучена А. А. Глаголевым (1957) в гематито-магнетитовых рудах КМА. Весьма характерно для всех случаев магнетитовых руд утонение кварцевых прослоев на контакте с железистыми роговиками, ничем не отличающееся от описанного нами для контактов мартитовых руд Саксаганского района. В связи с этим складчатость и сочетающееся с ней утонение кварцевых прослоев, вызвавшие рудообразование, являются одновременными процессами. По этим же причинам складчатость не может рас-

смагиваться как послерудная, так как образовавшиеся на месте выщелоченных кварцевых прослоев пустоты оставили бы рудные слои разобшенными, и при сжатии пород в лучшем случае образовалась бы ломаная текстура руды или последняя превратилась бы в землистую массу, чего мы нигде в бассейне не наблюдаем. Выклинивание или утонение кварцевых прослоев также нельзя объяснить более поздним выщелачиванием пород в складчато-трещиноватых зонах метеорными водами, так как в этом случае было бы не сближение рудных и выклинивание кварцевых прослоев, а образование пустот, равных объему вынесенного материала. Учитывая утонение и выклинивание кварцевых прослоев на контакте с рудой, а также сближение рудных, можно было бы сделать предположение о фациальном выклинивании кварцевых прослоев, связанном с изменением условий седиментации железисто-кремнистых осадков. Однако этому противоречат резкие и несогласные со слоистостью контакты рудных залежей и столбообразная форма рудных тел, занимавшая в горизонтальном сечении малые размеры по сравнению с рудовмещающими породами (см. рис. 12, 13).

7) Отсутствие сколько-нибудь выраженной зональности минерального состава рудных залежей. Магнетито-кварцевые или магнетито-хлоритовые руды прослеживаются по всей залежи до полного выклинивания, если на них не наложились значительные гипергенные изменения. Бурением подтверждено постоянство минерального состава руд на различных глубинах. Даже самые глубокие скважины, пробуренные в бассейне до 1500 м, не вскрывают руд с существенно измененным минеральным составом.

8) Отсутствие каких-либо данных о генетической связи железорудных месторождений Саксаганского района с интрузиями.

Указанные особенности руд и рудных залежей не могут рассматриваться как сколько-нибудь характерные для известных образований магматического происхождения. Для магматогенных, в частности гидротермальных месторождений, как справедливо указывали В. С. Домарев (1954, 1956), А. Г. Бетехтин (1953) и П. М. Каниболоцкий (1946), характерны следующие особенности.

1) Минеральный состав руд всегда достаточно резко отличается от состава вмещающих пород и обычно принадлежит к иным минеральным и генетическим ассоциациям.

2) Рудные тела в подавляющем большинстве своем являются секущими, могут залегать в различных породах, не меняя существенно своего состава. Одна и та же жила очень часто переходит из глинистых сланцев в известняки или фельзиты без изменения состава.

3) Оруденение преимущественно контролируется разрывными и трещинными нарушениями последних стадий орогенеза, хо-

тя и встречаются месторождения, приуроченные к складчатым структурам.

4) Оруденение обычно сопровождается различными по характеру, но почти всегда интенсивными околорудными изменениями вмещающих пород. Эти изменения часто очень существенные и, как правило, сопровождаются новообразованиями.

5) Размещение многих рудных залежей и месторождений иногда пространственно тесно связано с интрузивами или контактно-метасоматическими образованиями и определяется характером их расположения.

6) Рудные месторождения часто не имеют тесной пространственной связи со складчатыми областями и метаморфическими породами. Наибольшее распространение они получили в районах интенсивного развития разрывных структур и совершенно не связаны с интенсивностью метаморфизма пород.

7) Очень часто для магматогенных месторождений является характерной горизонтальная или вертикальная зональность.

Приведенное сопоставление особенностей главнейших рудных месторождений Саксаганского района с особенностями месторождений гидротермального генезиса не дает никаких оснований относить руды Криворожского бассейна к гидротермальным.

Совершенно аналогичные, хотя и имеющие свои важные особенности, месторождения железных руд известны в Курской магнитной аномалии и во многих странах мира. Крупнейшие месторождения таких руд разрабатываются в Северной Америке — район Верхних Озер и полуострова Лабрадор, в Северо-Восточном Китае и в Манчжурии, в Центральной и Южной Индии, в северной Швеции, западной Австралии, Центральной и Южной Африке и Бразилии. Все эти месторождения имеют докембрийский возраст, размещены неизменно среди тонкопосчатых железистых пород в сложноскладчатых тектонических узлах.

Генезису железных руд указанных месторождений в последние годы посвящено большое количество работ, среди которых наиболее значительными являются работы Манна (1953), Джемса (1953 и 1954), Шварца и Тила (1954), Спенсера и Персивала (1952), Сакамото (1950), Тейлора (1949) и др. Вообще же генезис многих месторождений этого типа (Верхнее Озеро и др.) обсуждается в геологической литературе более полувека и в связи с большой сложностью остается не вполне выясненным и до настоящего времени. В указанных районах широко развиты железистые роговики и джеспилиты, железистые кварциты, такониты и итабириты или железистые яшмы в виде более или менее мощных пластов, чередующихся с пластами кварцевого или кварцево-карбонатного сланца. Обращает на себя внимание то,

что во всех указанных районах железистые породы, хотя и имеют некоторые свои особенности, однако довольно сходны по составу и текстуре.

Железные руды, содержащие железа свыше 45—50%, образовались среди железистых пород вследствие вторичного обогащения, размещаются преимущественно среди железистых роговиков и редко встречаются в сланцах. Месторождения этого типа поражают своими размерами, нередко они протягиваются на сотни километров и обладают запасами в несколько миллиардов тонн.

Из многочисленных литературных источников и личного осмотра некоторых из этих месторождений следует, что руды этого типа в подавляющем большинстве случаев имеют тот же минеральный состав, что и вмещающие их железистые породы. Рудные залежи в складчатых областях не имеют околорудных изменений и в них не встречены обычная для гидротермальных образований зональность. Морфология рудных тел характеризуется преимущественно рудными столбами, пластообразными залежами и рудными гнездами, находящимися во взаимосвязи с морфологией складчатости. Рудный процесс выражается в выносе  $\text{SiO}_2$  и замене его места частично или полностью окислами железа.

Во многих районах развития этих железных руд отсутствуют интрузии, и генетическая связь месторождений с магматическими породами не доказывается фактическими материалами. Таким образом, на многочисленных месторождениях мира, генетически и пространственно связанных с железисто-кварцевыми породами докембрия, так же как и в Криворожском районе, значительная часть рудных залежей не выявляет сколько-нибудь характерных признаков генетической связи с глубинными магматогенными процессами.

Вместе с тем, если учесть приведенные выше особенности железорудных месторождений докембрия и, в первую очередь, пространственную связь залежей со складчатостью, аналогию состава руд и вмещающих пород, а также отсутствие околорудных изменений и зональности в минеральном составе залежей, то их можно рассматривать как метаморфогенные, тесно связанные с динамотермальным метаморфизмом железисто-кремнистых осадков.

Возможность образования некоторых месторождений в результате перераспределения рассеянных металлов осадочных пород при метаморфизме предполагалась в разное время некоторыми советскими и зарубежными учеными.

Так, П. М. Каниболоцкий (1941) впервые высказал предположение о возможном образовании руд Саксаганского района Кривого Рога при циркуляции метаморфических вод, сопровождавшейся перераспределением железа.

В. С. Домарев (1954, 1956) наиболее обстоятельно изучил

особенности месторождений метаморфического генезиса на примере железорудных месторождений Северного района Кривого Рога и многих других участков. Выделил ряд отличительных критериев рудных месторождений метаморфического генезиса от месторождений гидротермальных.

В зарубежной литературе в этом же или близком смысле выступили Локк, Беллингслей и Мэйо (1940), Гвимараэс (1947), Сулливан (1948), Рамдор (1953), Андреатта (1954).

Рамдор (1953) в работе «О метаморфизме и вторичной мобилизации вещества» на примере месторождений Роммельсберг, Витватерс-Ранд и Брокен-Хилл показал, что «метаморфизм при температуре 200—400° создает такие условия, которые имитируют нормальный гидротермальный процесс».

Андреатта (1954) в работе «Активность и перемещение вещества при тектоническом метаморфизме», основываясь на экспериментальных исследованиях и многочисленных наблюдениях, делает вывод, «что во время тектонического метаморфизма наблюдается активизация вещества в форме водных растворов, ионов или ионных групп, которые в соответствии с местными условиями, господствовавшими в отдельных зонах метаморфизма, были отделены от кристаллической решетки существовавших до этого минералов. В результате активизации ионы и ионные группы начинают перемещаться; пути их перемещения следуют направлению тектонического течения. При возникновении благоприятных местных условий ионы и ионные группы объединяются в кристаллические решетки минералов, стабильных в различных глубинных зонах».

Гвимараэс (1947) и Сулливан (1948) источником металлов при образовании эндогенных месторождений считают ассимиляционные процессы при метаморфизме, вследствие которых возникает перераспределение и концентрация металлов, рассеянных в осадочных породах. В представлении этих авторов «рудные месторождения образуются в течение цикла гранитизации, и они существенно отличаются от месторождений вулканического происхождения или абиссального. Некоторые отличительные признаки: высокое содержание серы и сравнительно малое количество литофильных рудных элементов в вулканических месторождениях и отсутствие распределения месторождений, обязанных своим происхождением гранитизации».

Таким образом, в нашей и зарубежной печати уже давно поднимается вопрос о возможном источнике металлов при образовании гипогенных месторождений из осадочных пород при различных формах метаморфизма.

Железорудные месторождения Кривого Рога мы относим ко второй группе метаморфогенных месторождений выделенных В. С. Домаревым (1956), т. е. к месторождениям, возникшим в процессе регионального или динамотермального метаморфизма.

Иначе говоря, эти месторождения возникли в результате динамотермального или складчатого метаморфизма из материала метаморфизируемого осадка или породы. При этом у нас нет каких-либо доказательств зависимости метаморфизма пород и рудообразования от интрузивной деятельности. Мы, так же, как В. С. Домарев (1956) и Н. Г. Судовиков (1950), считаем необоснованным и невозможным связывать возникновение динамотермального метаморфизма (регионального) с воздействием на породы магматических масс. Полевые наблюдения для многих районов подтверждают отсутствие значительного влияния гранитных интрузий на метаморфизм больших масс пород, слагающих эти районы или даже более узкие участки. Известны хорошо изученные многочисленные районы распространения осадочных пород, прерванных крупными интрузиями, которые не вызвали метаморфизма пород, если не считать узких приконтактных ореолов, изменения в которых не определяют уровня метаморфизма слагающих пород. Это подтверждается также и общеизвестными фактами широкого распространения магматических интрузий в породах с низкой степенью метаморфизма и отсутствием интрузий или ничтожным их количеством на огромных пространствах, сложенных высокометаморфизованными породами.

По этим причинам магматизм и метаморфизм связаны между собой лишь парагенетически и вызываются одними общими причинами на определенных этапах развития земной коры (В. С. Домарев, 1956; Я. Н. Белевцев, 1955). Следовательно, нельзя не согласиться с тем, что нет оснований рассматривать влияние магматических масс как основной фактор регионального или динамотермального метаморфизма.

Главными агентами метаморфизма, а следовательно и рудообразования, являются, как известно, **гидростатическое и одностороннее давление, температура и химическая активность водных растворов** (Тернер, 1951). Они вызывают перекристаллизацию пород, значительную миграцию вещества и метаморфическую дифференциацию, сопровождающуюся перераспределением и концентрацией некоторых металлических компонентов. При этом огромное значение имел исходный состав и физическое состояние осадков или пород до метаморфизма.

С целью раскрытия особенностей метаморфического процесса образования железных руд рассмотрим следующие вопросы, освещающие главнейшие стороны рудообразования: 1) о состоянии пород железорудной формации во время метаморфизма и рудообразования; 2) природа рудообразующих растворов; 3) причины и пути движения растворов; 4) источники железа и формы его переноса; 5) причины отложения вещества при рудообразовании. Выяснение этих вопросов, как нам кажется, позволит создать цельную картину последовательного развития метаморфического рудообразования.

## О состоянии пород железорудной формации во время рудообразования

Выяснение этого вопроса имеет очень важное значение, поскольку подвижность различных элементов и минералообразование будут иметь неодинаковый характер в метаморфизованных, неметаморфизованных или слабометаморфизованных породах. Выше, при рассмотрении структурно-тектонических особенностей на контакте пород и руд, уже обращалось внимание на неодинаковое изменение различных прослоев железистых пород при переходе в руду. Отчетливо наблюдается пластическая деформация кварцевых и гематито-кварцевых прослоев по сравнению с рудными — магнетитовыми или гематито-магнетитовыми прослоями. Кварцевые — роговиковые прослои при переходе из породы в руду постепенно и обычно очень плавно утоняются вследствие выжимания и замещения рудными минералами. Кварцевые прослои отражают очень сложную дисгармоничную складчатость и плейчатость, что наглядно свидетельствует о их пластической деформации начиная от первых тектонических движений и до самых последних складчатых течений. Хрупкая — разрывная деформация кварцевых прослоев наблюдается только после полного оформления складок и плейчатости. Иначе вели себя рудные прослои. Вблизи контакта с рудой рудные прослои несколько утоняются и, сохраняя свою толщину, переходят в руду. Реже наблюдаются разрывы рудного слоя на отдельные микроблоки, которые перемещены в плоскости течения, образуя кливаж растяжения (табл. XII, XIV). В нашем примере подтверждается вывод А. А. Гзовского (1953) о том, что в литологически неоднородной слоистой толще пород под действием сильного давления возникает неоднородное пластическое течение в деформирующихся пластах. Вследствие этого жесткие пласты, заключенные среди мягких, после непродолжительной пластической деформации разрываются, в то время как пласты более мягкие продолжают деформироваться пластично. По этой причине в рудных прослоях возникает густая, закономерно расположенная система трещин кливажа (табл. XII). Густота и размеры трещин зависят от состава и толщины прослоев и условий деформации. Подобные явления наблюдаются только в рудных залежах и приконтактных рудных зонах и, по-видимому, относятся к наиболее интенсивному периоду деформации пород. Вместе с тем известны многочисленные примеры разрывной деформации кварцевых прослоев, особенно когда они переслаиваются со сланцами. В этих случаях образуются трещины грубого кливажа, «залеченные» бороздами сланцевого материала. По-видимому, эти структуры возникли в последние стадии дислокаций, когда напряжения в кварцевых прослоях достигли предела пластической деформации. Проведенное изучение минерального состава, размеров кристаллов и генераций их образо-

вания показало, что рудные прослои в породе сложены кристаллами и сростками магнетита, промежутки между которыми выполнены кварцем, свободным от включений дисперсного гематита; а в руде эти прослои сохраняют ту же структуру, состав и размеры минералов. Иначе говоря, рудные прослои существенно не меняются при переходе из породы в руду. Многочисленные подсчеты крупности сростков и кристаллов магнетита, гематита и мартита показали те же их размеры как в породах, так и в руде (табл. 36 и 37), лишь в некоторых случаях наблюдается большая крупность рудных кристаллов и сростков в руде по сравнению с джеспилитом. Смешанные прослои в породах сложены тонкозернистым изометричным кварцем с распыленным тонкодисперсным гематитом и редкими кристаллами магнетита. Рудные минералы занимают около 15% площади этих прослоев. В руде эти прослои сокращаются по мощности, но сохраняют размеры зерен кварца и рудных минералов. Последние занимают в руде уже около 25—35% площади смешанных прослоев.

Безрудные — кварцевые прослои в породе сложены кварцем мостовой структуры, размеры зерен измеряются первыми сотыми долями миллиметра. В руде эти прослои сохраняют структуру и размеры зерен, несмотря на резкое сокращение мощности (табл. XVII, А).

Таким образом, минеральный состав руд в качественном отношении совершенно аналогичен составу вмещающих пород. Среди кварцево-магнетитовых или кварцево-мартитовых роговиков залегают соответственно магнетитовые или мартитовые руды, а магнетито-силикатные породы вмещают амфиболо-магнетитовые или хлорито-магнетитовые руды. Главные минеральные ассоциации в породах и рудах одновозрастны и принадлежат к одним и тем же минеральным фациям.

Все это свидетельствует об одновременной кристаллизации минералов рудных и безрудных прослоев в рудных залежах и вмещающих железистых породах из общего исходного осадка или породы.

Каким должен быть состав прослоев и при каких условиях они перекристаллизуются, приобретая современный облик? На этот трудный вопрос едва ли можно найти исчерпывающий ответ, однако есть материал, дающий основание сделать довольно обоснованное предположение о состоянии материала железорудной свиты к моменту рудообразования.

Изучение рудных прослоев, сложенных магнетитом, частично гематитом и кварцем более крупным, чем кварц безрудных прослоев, немного дает для ответа на поставленный вопрос. Более определенные данные о состоянии пород железорудной свиты до превращения их в железистые роговики и руду, можно получить при изучении безрудных прослоев. В настоящее время безрудные или полурудные прослои сложены мелкозернистым кварцем с характерной торцовой (роговиковой, микро-

гранобластовой) структурой. В них наблюдается распыленная примесь гематита, а иногда и силикатов, которая не оказывает заметного влияния на структуру кварца. Роговиковая структура и размер кварцевых индивидов сохраняются постоянными в роговиках вдали от рудных тел, в выклинивающихся прослоях на контакте с рудой и в утоненных исчезающих прослоях, расположенных в рудной залежи. В участках интенсивной складчатости, где расположены рудные залежи, не наблюдается раскола кварцевых зерен или каких-либо других наложенных деформаций. Вместе с тем поведение кварца при значительном давлении изучено достаточно хорошо.

Григс и Белл (Цинзерлинг, 1933), проводившие экспериментальное изучение деформации кристаллов кварца установили, что зерна кварца при деформации дробятся на иглоподобные обломки, которые вращаются до тех пор, пока не расположатся вдоль поверхностей скольжения в породе таким образом, что вращение будет заменяться трансляцией по кристаллографическим плоскостям кристаллов. Нагревание кварца (до перехода  $\beta$ -кварца в  $\alpha$ -кварц) увеличивает пластичность более чем в 15 раз. Наименьшие нагрузки, при которых могла возникнуть пластическая деформация, оказались равными  $1000 \text{ кг/см}^2$ . При комнатной температуре предел текучести кварца близок к пределу прочности его при раздавливании (15—25 тыс. атм). По данным Розе и Мюгге (Цинзерлинг, 1933), кварц остается хрупким при высокой температуре и давлении. Кроме того, многолетние и детальные исследования М. П. Кулешова (1955) показали одинаковую оптическую ориентировку кварца в руде и вмещающих роговиках и джеспилитах.

Исходя из этого, нельзя предположить, что сложноскладчатые участки, где размещается руда, возникли после того, как кварцевые прослои приобрели кристаллическую структуру и стали такими, как мы их видим сейчас. Если бы такое допущение было справедливо, то наблюдалась бы наложенная деформация на кварц и кварцевые прослои, расположенные в рудных складчатых участках. Так как этого нет, а наблюдается совершенно одинаковое строение и условия деформации кварца в роговиках и руде, мы приходим к выводу в том, что кремнистый материал, из которого кристаллизовался кварц безрудных прослоев, был аморфным опало- или халцедоновидным материалом и только в период метаморфизма приобрел современный вид как в породах, так и в руде.

Таким образом, исходным материалом, из которого образовались железистые роговики, джеспилиты и гематито-магнетитовые руды, были кремнисто-железистые осадочные породы. Последние к моменту рудообразования — периоду главной фазы тектогенеза и метаморфизма пород — представляли собой тонкорасслоенную породу, составленную чередованием нераскристаллизованных или тонко и неполностью раскристаллизованных

прослоев, подобных опалу, и железисто-кремнистых, содержащих подчиненное количество кремнезема. Пространственная и морфологическая связь месторождений богатых руд с поперечными изгибами пород, являющимися проявлением первой фазы тектогенеза Кривого Рога, дает основание рассматривать образование руд как разновозрастное с дислокационным или динамотермальным метаморфизмом пород. Иначе говоря, магнетитовые (мартитовые) руды такие же древние образования, как и вмещающие их железистые породы, и в этом смысле руды являются сингенетическими с породами образованиями. Руды пережили тот же метаморфизм, что и неоруденелые вмещающие породы. Изложенное выше не допускает предположения о наложении рудообразующего процесса на сформированные железистые роговики и джеспилиты. Если же допустить рудообразование холодными поверхностными водами в метаморфических железистых породах, то совершенно необъяснимым останется образование характерных складчатых контактов и весь комплекс наблюдаемых структурных изменений. Значительные трудности вызывает также попытка объяснить обогащение железистых пород воздействием наложенных гидротермальных растворов, которые изменили бы метаморфические железистые породы, превратив их в руду. При любом воздействии термальных растворов на метаморфизованные железистые породы последние должны в той или иной степени изменить структуру, минеральный состав или привести к новообразованиям, что не подтверждается фактическими материалами.

#### Природа рудообразующих растворов

Вопрос о происхождении рудообразующих растворов — один из наиболее сложных и вместе с тем дискуссионных во всей генетической проблеме железных руд криворожского типа. Мнения геологов, изучавших генезис руд в разное время, расходились. Авторы диаметрально противоположных гипотез (гипергенная и гипогенная) сходились во мнениях о структурном контроле оруденения, о глубине распространения руд и по некоторым другим вопросам, хотя сама оценка происхождения рудообразующих растворов всегда была главным предметом их расхождения. По оценке природы рудообразующих растворов исследователей криворожских руд можно разделить на две большие группы. Одна из них — Н. П. Семенов, Я. Н. Белевцев, М. С. Точилин, Ю. Г. Гершойг, Г. В. Тахтуев и др. — источниками рудообразующих растворов считают магматические и метаморфические процессы, тогда как П. П. Пятницкий, Л. И. Мартыненко, М. Н. Доброхотов, В. Н. Котляр и другие рудообразующими растворами считают вадозные воды. В настоящем разделе мы рассмотрим природу метаморфических растворов, которые явились одним из главных агентов, вызвав-

ших перекристаллизацию и миграцию веществ исходных пород.

Преобразование пород и метаморфическая дифференциация вещества, в нашем случае выразившаяся в подвижности главным образом железа,  $\text{SiO}_2$ , магния, натрия, кальция и ряда других элементов, естественно предполагает широкое участие водных растворов. Д. С. Коржинский (1953) указал, что «метаморфические процессы начинаются только в присутствии жидких и жидкообразных растворов, в которых вода является главным компонентом». Следовательно, метаморфизм и рудообразование не могут проходить в значительных масштабах без водного раствора или газовой фазы в породах. О природе метаморфических растворов существует в науке два мнения: одни ученые принимают источником воды магматические очаги, другие — исходные метаморфизирующие породы.

Большинство геологов (Д. С. Коржинский, Н. П. Семенов, В. С. Соболев и др.) основным источником тепла и растворов как главных агентов метаморфизма считают магму и второстепенную роль отводят растворам, возникающим из метаморфизируемых пород. Так, Н. П. Семенов метаморфизм пород тесно связывает с магматической деятельностью. Он пишет: «Температура метаморфического процесса зависит от магматического прогрева, от температуры и количества тепла, выделяемого магматическими телами, а также от условий теплопередачи».

По Д. С. Коржинскому (1953), «всякий метаморфизм силикатных пород связан с магматическими явлениями и совершается под непосредственным воздействием магмы или постмагматических растворов».

По мнению этих, а также многих других геологов, внедрившиеся магматические массы снабжают метаморфизируемые породы растворами и теплом, создавая условия перекристаллизации пород и превращения их в метаморфические. Иначе говоря, метаморфизм пород осуществляется только там, где в осадочную свиту внедряются значительные интрузивные массы, могущие снабдить ее достаточным количеством растворов и тепла. Однако в нашем случае среди метаморфических толщ мы не видим такого количества магматических пород, которые можно было бы рассматривать как источник растворов и тепла. Породы Криворожского бассейна, как известно, глубоко метаморфизованы, имеют протяжение свыше 100 км, ширину — несколько километров и разведаны на значительную глубину. Для метаморфизма этой толщи необходимо такое количество тепла, которое могли дать массы магматических пород с объемом, равным более половины всех метаморфических пород бассейна. Вместе с тем, самые тщательные поиски еще не привели к выявлению интрузий магматических пород в криворожской серии. Пересечения пород криворожской серии микроклиновыми гранитами, известные в северной и южной частях бассейна, относятся

к платформенному типу и образованы после главной фазы складчатости и метаморфизма пород. Однако учитывая возможность внедрения житомирских гранитов в период инверсии Криворожской геосинклинали, нельзя категорически отрицать участия некоторого, вероятно второстепенного, количества магматических вод в метаморфизме пород криворожской серии и рудообразовании.

Другие исследователи (П. М. Каниболоцкий, 1941; А. Г. Бетехтин, 1944; В. С. Домарев, 1954; Я. Н. Белевцев, 1955 и др.) считают вполне возможным образование главной массы метаморфических растворов при определенных условиях из самих же метаморфизирующихся пород. Магматические воды если и поступали в метаморфизируемую породу, то в условиях регионального метаморфизма, захватившего породы на несколько сотен километров, их значение, вероятнее всего, было весьма ограниченным. Во многих других случаях даже второстепенное участие магматических растворов в метаморфизме пород не подтверждается полевыми наблюдениями.

П. М. Каниболоцкий (1941—1946) одним из первых высказал предположение о возникновении метаморфических растворов из пород железорудной свиты Кривого Рога при динамическом метаморфизме. А. Г. Бетехтин (1944) при рассмотрении метаморфогенных месторождений марганца высказал мнение о том, что процессы гидротермального характера, проявляющиеся при метаморфизме, совершаются, очевидно, «с помощью воды, освобождающейся при перекристаллизации осадочных пород и руд».

Аналогичная точка зрения высказана В. С. Домаревым (1954—1956) в отношении медистых песчаников и железных руд северного Криворожья.

Х. С. Йодер (1955), изучая осадочные породы, пришел к выводу, что возможным источником метаморфических растворов являются типичные водные минералы (хлориты, монтмориллонит, каолинит), в которых содержится около 14% воды.

Из всех литературных данных и собственных наблюдений и исследований не вызывает никаких сомнений и является совершенно очевидной дегидратация осадков или пород при метаморфизме. Осадочная порода, прошедшая стадию диагенеза, содержит в своем составе еще очень значительное количество воды. Вода в осадках или породах находится в двух видах: свободная — в поровых пространствах и пленках вокруг частиц породы и связанная — кристаллизационная в самом веществе породы. Очень важно знать количество различных типов воды в осадке до метаморфизма. По данным А. И. Германова (1953), насыщенность водой различных осадочных пород без макротрещин представлена в табл. 56.

По данным Н. М. Страхова (1953), пески содержат 20—25% влаги, алевролиты —30—60%, тонкие пелитовые илы —60—80%.

Таблица 56

Порода	Пористость, %	Количество водных растворов, л/м <sup>3</sup>
Песчаник . . . . .	12	119
Известняки . . . . .	7,2	78
Глины . . . . .	36	360
Кристаллические сланцы . . . . .	1,2	12

Очень большое количество воды обычно имеют химические и коллоидные осадки, так же как гидраты кремнезема, окислы железа, железистые силикаты и др. Кроме свободной воды, в первую очередь покидающей породу при метаморфизме, связанная, или кристаллизационная, вода находится в минералах породы также в значительных количествах. Наиболее распространенные в осадках минералы содержат следующее количество воды:

Нонтронит, бейделит и монтмориллонит	— более 13,64%
Каолинит	— 13,96%
Гибсит	— 34,65%
Вермикулит	— 19,96%

С повышением температуры и давления происходит дегидратация пород, сопровождающаяся сложными изменениями диагенетических минеральных образований и метаморфической дифференциацией вещества.

Глина, прошедшая стадию диагенеза, при дальнейшем увеличении давления превращается последовательно в алевролит, глинистый сланец, филлит, кристаллический сланец и, наконец, при определенных условиях в гнейс. Опытные данные В. Д. Ломтадзе (1954), показали, что при выжимании воды из глин не только свободная, но и связанная вода может мигрировать в участки водопроницаемых пород. При повышении температуры глинистые минералы активно теряют воду, так монтмориллонит теряет около 20% своей воды при нагревании до температуры 400°, а нонтронит до 70% при нагревании до 100°. Если принять во внимание, что глинистые породы составляют свыше 70% общего количества осадочных образований, то можно себе представить, какое большое количество воды выделяется при метаморфизме пород.

По данным В. Д. Ломтадзе (1954), влажность в кембрийских глинах при уплотнении их различными нагрузками уменьшается по мере увеличения давления и не зависит от количества растворенных веществ в выжимаемых водах (табл. 57).

Таблица 57

Нагрузка, кг/см <sup>2</sup>	Влажность, %		
	Глина с дистилли- рованной водой	Глина с 0,1%-ным раствором	Глина с 1%-ным раствором
0,0	40,1	39,8	39,1
60,0	13,8	14,1	14,3
150,0	10,8	10,3	11,9
500,0	8,2	9,0	8,9
1000,0	6,4	6,8	7,5
2000,0	5,3	5,1	6,2
3000,0	4,6	4,5	5,2
5000,0	3,2	3,6	3,8

В метаморфических породах Кривого Рога количество воды находится в пределах 1—2% и редко достигает 3—4%. Вероятно, огромные массы воды выделялись в процессе обезвоживания и перекристаллизации этих пород. Колоссальное количество метаморфических пород Кривого Рога при метаморфизме должно было дать такое количество воды, каким не могут располагать магматические породы такого же объема. Если в осадках криворожской серни, прошедших диагенез, содержалось 30—35 об. % воды, то это означает, что из каждых 100 м<sup>3</sup> метаморфической породы выделялось около 50 м<sup>3</sup> воды. Общий объем выделенной воды при метаморфизме, грубо говоря, равен половине современного объема всех пород Криворожского бассейна. Как справедливо указывает А. Г. Бетехтин, значительная часть этих вод ушла в начальные стадии метаморфизма, а большая часть ее дала начало метаморфическим растворам, которые при относительно высокой температуре и давлении могли иметь свойство, напоминающее гидротермы магматического происхождения. Они оказывали активное действие на перегруппировку минеральных веществ в метаморфизируемых породах и даже переносили некоторые из них в области тектонического нагнетания вследствие подтока туда метаморфических растворов. Нагревание пород, вызванное тектоническими перемещениями, уменьшало силы связей между водой и породой, значительная часть связанной воды становилась свободной и легкоподвижной. При еще большем нагревании происходили очень важные изменения, вызывающие ослабление кристаллических решеток минералов, смену водных растворителей газо-водными, содержащими в своем составе CO<sub>2</sub>, CO, хлор, SiO<sub>2</sub> и др., образующиеся при разложении карбонатов и прочих солей породы.

При повышении температуры, что является обычным для метаморфизма, согласно принципу Ле-Шателье, процессы

должны идти с поглощением тепла, увеличением подвижности компонентов и приобретением ими запаса свободной энергии. В этих условиях многие существующие кристаллические решетки становятся неустойчивыми, испытывают полиморфные превращения или образование промежуточных временных решеток, обладающих большим запасом свободной энергии. Образовавшиеся новые кристаллические решетки некоторое время устойчивы, пока дальнейшее повышение температуры не приводит к их ослаблению и разрушению.

Как указывает Д. С. Коржинский (1955), в таких условиях идет образование полевых шпатов за счет силикатов алюминия (слюд, дистена, андалузита).

При регрессивном метаморфизме (температура понижается) происходит замещение полевых шпатов слюдами, эпидотом, цоизитом, а при скарнировании — гроссуляром. «Все эти реакции идут самопроизвольно и, следовательно, сопровождаются выделением, а не поглощением химической энергии».

Таким образом, с повышением температуры и давления образовались кристаллические решетки с большим запасом свободной энергии, и все более устойчивой становилась жидкая фаза (раствор). Понижение температуры обычно вызывает интенсивное минералообразование, верхний уровень которого определяется появлением кристаллических решеток с наибольшей энергией. Процесс этот идет в породах неравномерно и может в отдельных участках проходить в разных направлениях. В изолированных местах, лишенных диффузионного обмена могли возникать процессы кристаллизации, тогда как в других участках еще преобладал процесс прогрессивного метаморфизма и нарастание устойчивости жидкой фазы. При прогрессивном метаморфизме пород естественно ожидать все большего и большего возникновения растворов и даже расплавов как продуктов высоких температур и давления. С понижением температуры растворы становятся неустойчивыми и при соответствующих физико-химических условиях нарушается ранее установившееся равновесие жидкой и твердой фаз, что и вызывает кристаллизацию.

Несомненна взаимосвязь между тектоническими движениями горных пород и молекулярными перемещениями, обуславливающими минералообразование. Истечение вещества и молекулярные перемещения сопровождаются выделением тепловой энергии. Последняя оказывает решающее влияние на отделение воды от твердых частей породы, на активность возникающих метаморфических растворителей и на ход минералогических преобразований. Величина тепловой энергии, возникающая при тектонических процессах, по-видимому, была достаточно большой и вполне может объяснить всю энергетику минеральных преобразований.

В. И. Вернадский (1954) очень высоко оценивал тепловую

энергию, возникающую при тектонических перемещениях горных пород. Он писал: «Это то тепло, которое выделяется во время тектонических движений: сдвигов, шарьяжей, горстов и т. д. Оно не может вызвать эти движения, но является неизбежным следствием и может вызвать нагревание и даже плавление твердых земных масс — может привести к грандиозным проявлениям, как это указал Льюис, для создания гранитных масс гранитной геосферы».

Таким образом, тектонические процессы в складчатой геосинклинальной области обуславливают изменения термодинамической обстановки, вызывающей движение растворителей, смену концентраций, интенсивность диффузии растворов в породе и, следовательно, скорость или интенсивность метаморфических процессов. По мере перекристаллизации метаморфических пород последние становятся все более и более массивными, теряют пористость в соответствии с изменившимися физико-химическими условиями. Одновременно с этим они теряют проницаемость, инфильтрация растворов все более затрудняется, обмен химическими элементами, находящимися в растворе и твердой породе, становится менее активным.

В связи с тем, что Саксаганский район и рудовмещающие структуры формировались в первую фазу тектогенеза, мы считаем возможным допустить активное действие складчатого метаморфизма на возникновение и развитие рудообразующих растворов. Поскольку руды Саксаганского района образованы в условиях еще незакончившихся тектонических движений, нельзя отрицать интрузии гранитов, которые могли дать какое-то количество растворов, пропаривающих породы и активизирующих процесс метаморфизма и рудообразование, но можно также допустить попадание подземных потоков или гипергенных вод в осадочные породы и их участие в формировании метаморфических растворов.

Исходя из приведенных выше данных, нельзя относить динамотермальный — региональный метаморфизм пород и образование рудных месторождений, связанное с ним, только к магматической деятельности. Во всех случаях, есть ли в районе магматические породы или их нет, магма рассматривается как главный источник растворов, тепла и металлов. По этой причине усматривается генетическая связь с магмой многих таких месторождений, где ее ни по каким признакам увидеть невозможно. В связи с этим поисковые работы во многих случаях проводятся, исходя из поисковых признаков магматогенных месторождений. Не отрицая для многих районов влияния магмы на метаморфизм пород и рудообразование, мы на примере Кривого Рога убедились в динамотермальном метаморфизме пород и рудообразовании, возникших независимо от магматической деятельности.

### Причины и пути движения метаморфических растворов

В предыдущих разделах мы привели литературные и собственные данные, убедительно свидетельствующие о том, что метаморфические месторождения образовались при активном участии растворов, возникающих вследствие обезвоживания пород.

Вода в породах или осадках, как известно, находилась в свободном состоянии в порах и пустотах и связанная в водных минералах. Естественно, возникает вопрос, какие же причины заставляют не связанную, а тем более кристаллизационную воду отделяться от пород и продвигаться по различным путям в породах?

Вопрос о причинах отделения от пород и движения метаморфических растворов в науке остается неразработанным, что может быть оправданным его новизной и большой сложностью. Если мы обратимся к теории гидротермального процесса рудообразования, которая разрабатывается очень давно и многими крупнейшими школами мира, то мы не найдем единого мнения о причинах подъема рудоносных гидротермальных растворов. Так, Линдгрэн (1934) считает движущей силой непрерывное выделение газов, толкающих впереди себя столб раствора. Грейтон (1946) усматривает причину подъема гидротермальных растворов во внешних силах: в обрушении свода и давлении столба выжимающих пород. Эммонс (1937) причину движения гидротермальных растворов видит в давлении пара, скопляющегося в вершине кристаллизующегося батолита. Он считает это давление достаточным для образования трещин в затвердевшей кровле и выжимания металлоносных растворов из магмы.

Все эти точки зрения отражают некоторые частные вопросы без учета всех сторон геологического процесса, частью которого является гидротермальное рудообразование.

А. Г. Бетехтин (1953) при рассмотрении причин движения гидротермальных растворов пишет: «Циркуляция гидротермальных растворов как простейшая форма движения, как механическое перемещение материи вдоль раскрывающихся трещин и ослабленных зон трещиноватости может иметь место в том случае, если в силу тех или иных причин возникает разность давлений». Этот вывод А. Г. Бетехтин основывает на известном положении физики о том, что всякое механическое движение вызывается различием тех или иных факторов, действующих в системе и обуславливающих стремление этой системы к равновесию. Разность давлений в различных геологических условиях земной коры может быть вызвана многими причинами в зависимости от того, какие сопровождающие или вызывающие этот процесс геологические события совершаются в окружающей среде.

Приведенные соображения А. Г. Бетехтина о причинах движения гидротермальных растворов наиболее оправданы современным фактическим материалом и могут быть использованы применительно к метаморфическому рудообразованию, в частности в Криворожском бассейне, исходя из конкретной геологической обстановки. Выше мы уже имели случай упомянуть, что в условиях динамотермального метаморфизма главнейшими факторами или физическими условиями являются всестороннее и ориентированное наложенное давление и температура.

Известно также, что широкие (региональные) поля метаморфических пород, обязанные своим образованием динамотермальному метаморфизму, характеризуются интенсивной и, как правило, очень сложной складчатостью, трещиноватостью и разрывными структурами, и не всегда среди них встречаются тела интрузивных пород разных размеров. Естественно полагать, что вне тектонического процесса (прежде всего складчатого, совершающегося при одностороннем давлении) не наблюдается и метаморфизм. Перемещение пород в свою очередь вызывало повышение температуры, что оказывало значительное влияние на ход метаморфического преобразования пород. Свободная вода, заполнявшая поры и пустоты в породах, покидала их, вероятно, в наиболее ранние периоды метаморфизма в связи с развивающимся односторонним давлением, сопровождающимся уменьшением пористости и усадкой породы. Отделение связанной воды от породы осуществлялось при перекристаллизации водных минералов, которая вызывалась не только давлением, но и значительным повышением температуры. Отжимание из пород воды создавало метаморфические растворы, которые направлялись в подвижные тектонические зоны, где они продвигались по трещинам, порам и межзерновым пространствам. Движение вызывалось направленным тектоническим перемещением масс горных пород в данном конкретном участке, создающим разность давлений. Воды или растворы, естественно, стремились занять равновесное положение и по этой причине перемещались в сторону меньших давлений. Чем больше создавалась разность давлений, тем (при прочих равных условиях) большая возникала скорость движения растворов. На скорость движения также большое влияние оказывали вязкость растворов и величина каналов, по которым они продвигались. Крупные открытые трещины почти не оказывали влияния на скорость движения, тогда как мелкая трещиноватость, кливаж и пористость вызывали большое тормозящее влияние и снижали скорость движения растворов. Повышение температуры активно влияло на снижение вязкости растворов, а следовательно, на увеличение скорости их движения. Повышение давления увеличивало вязкость растворов.

Таким образом, основными факторами, определившими отделение воды от породы и ее продвижение по зонам трещинова-

тости, были одностороннее давление и температура, развивающиеся в условиях тектогенеза.

Возможными путями движения растворов в условиях Криворожского бассейна могут являться складчато-трещинные или разрывные структуры. Многочисленные наблюдения в горных выработках, обнажениях и карьерах, а также изучение полированных образцов и шлифов указывают на тесную связь рудной минерализации с тонкой трещиноватостью и пористостью и на отсутствие рудоотложения в сколько-нибудь значительных трещинах; а тем более в разрывных структурах. Трещины отдельностей, отчетливо развитые в криворожских породах и рудах, всегда являются пострудными и в них не наблюдается рудная минерализация. Лишь в одном случае из многих тысяч наблюдений в горных выработках рудника «Большевик» встречены жилы мартитовой руды, отходящие от рудной залежи по трещинам отдельностей (см. рис. 23). Все другие относительно часто встречающиеся апофизы, ответвления и жилообразные формы рудных выделений тесно связаны с участками тонкой трещиноватости и пористости в породах.

Расположение рудных залежей, их размеры и ограничения совпадают со складчато-трещинными структурами, что, вероятно, свидетельствует о путях движения метаморфических рудообразующих растворов.

Таким образом, рудная минерализация и образование руды наблюдается в участках оптимальной пористости и тонкой трещиноватости, которые возникли при формировании складчатых структур. Исходя из этого, наиболее благоприятным временем отделения от породы и продвижения рудных растворов следует считать период наибольшей тектонической напряженности пород, когда заканчивалась пластическая деформация, образовались кливаж и тонкая трещиноватость, но еще не возникли разрывы. По этой причине трещины разрыва и скальвания, будучи в основной своей массе пострудными, не могли иметь значения для движения рудных растворов. Даже кливаж растяжения в некоторых случаях является пострудным, о чем свидетельствуют незалеченные трещины грубого и даже тонкого кливажа, хотя очень во многих местах наблюдается рудная минерализация по его трещинам. Трещины разрыва в кварцевых прослоях среди сланцев, трещины грубого кливажа в роговиках и разрывы шеек будняжных структур очень часто выполнены кварцем, содержащим гематит, пирит, халькопирит и иногда галенит, которые представляют собой примеры пострудных жил альпийского типа. В связи с этим мы не можем не указать на работу Н. П. Семененко (1953), который специально рассмотрел вопрос о рудовыводящих структурах в Криворожском бассейне (стр. 39—43). Он пишет: «По-видимому, в Саксаганском районе эта зона надвига (Саксаганского. — Я. Б.) является рудовыводящей и экранизирующей структурой,

по которой поднимались растворы, производящие метасоматические изменения и вызвавшие образование железных руд в участках смятия железистых горизонтов» (стр. 39). В другом месте он пишет: «Оруденение этих горизонтов на указанных рудниках, по-видимому, обусловлено появлением диагонального надвига, отчетливо прослеживающегося на рудниках им. Коминтерна и им. Фрунзе и являющегося рудоподводящей структурой», и далее «в пределах этих рудников (им. XX партсъезда, им. Красной Гвардии и им. Ленина. — Я. Б.) рудовыводящей структурой, очевидно, является надвиг, прослеживающийся вдоль лежачего бока» (стр. 41). «Для района Лихмановского простирается рудовыводящей структурой является западный Ингулецкий надвиг, срезающий западное крыло синклинала» (стр. 43). «Выводящей структурой для Первомайского рудника является также поперечная зона надвига».

Из приведенного видно, что Н. П. Семенов считал рудовыводящими структурами продольные и поперечные разрывные структуры как в Саксаганском, так и в Южном и Северном районах. Не углубляясь в критический разбор этих предположений, укажем лишь, что работами последних лет установлен пострудный характер диагонального надвига, точнее сдвига, на рудниках им. Коминтерна и им. Фрунзе, поперечных тектонических зон на Первомайском руднике и в некоторых местах Саксаганского надвига (рудник им. Дзержинского и им. Ильича) (Н. М. Акименко, 1958).

В результате изучения зон Саксаганского, Диагонального и других надвигов установлено окварцевание, турмалинизация и альбитизация и в редких случаях образование кристаллов магнетита и амфибола. Трудно себе представить, чтобы через эти относительно узкие тектонические зоны растворы пронесли сотни миллионов тонн железа и не оставили о себе сколько-нибудь существенного следа. Кроме того, размещение рудных месторождений и залежей подчинено складчато-трещинным структурам и совершенно не зависит от того, есть ли вблизи разрывные структуры или их нет. Таким образом, рассматривать крупные разрывные структуры Криворожского бассейна как пути движения рудообразующих растворов пока нет убедительных оснований.

Из всех наблюдений и сопоставлений исторического развития структур и рудообразования вытекают следующие представления о движении метаморфических — рудообразующих растворов в Саксаганском районе. В Саксаганском районе рудообразующие растворы наибольшую подвижность приобрели в зоне сложного складчато-трещинного ядра Саксаганской синклинали и более узких зонах трещиноватости на бортах синклинали в местах поперечной деформации пород. От этих главных путей движения растворы ответвлялись по зонам микро-трещиноватости, нередко созданным индивидуальными флексу-

рами или пологими перегибами. Образование складок сопровождалось очень сложными дифференциальными перемещениями материала, создающими зоны нагнетания или подпруживания и зоны выжимания или оттеkania материала.

В этих условиях движение метаморфических растворов ограничивается зонами складчатости, где происходит наиболее активное движение вещества, сопровождающееся расслоением пород и затем тонкой трещиноватостью. В этих складчато-трещиноватых зонах создавались участки пониженных давлений, куда отсасывались метаморфические растворы. По мере приобретения породами жесткости наиболее интенсивные тектонические движения локализуются в зонах нагнетания, к которым и приурочиваются потоки метаморфических растворов, возникшие в более ранний период метаморфизма.

Миграция различных элементов особенно благоприятно проходила при ограниченных путях движения растворов, когда породы, обладающие высокой хрупкостью, образовывали узкие легкопроницаемые участки, тогда как другие, рядом лежащие породы играли экранирующую роль. Такому выгодному сочетанию как нельзя лучше соответствует железорудная свита, характеризующаяся послойным чередованием железисто-кварцевых роговиков и тонкокристаллических сланцев. Воды, высвобождающиеся при метаморфизме из илисто-глинистых образований (ставших затем сланцами), естественно проникали в железисто-кварцевые породы. Эти воды, выжатые из сланцев вместе с теми, которые выделялись при обезвоживании самих железисто-кремнистых пород, получили возможность перемещаться в пределах горизонтов железистых роговиков, экранируемых водонепроницаемыми сланцами. Так как воды, находящиеся в одном горизонте железистых роговиков, были отделены от вод других горизонтов сланцами, они не могли смешиваться иначе как через разрывные структуры, возникающие в последнюю стадию тектогенеза и метаморфизма. Таким образом, в каждом горизонте роговиков постепенно создавалась более или менее изолированная система, характеризующаяся интенсивностью процесса, зависящей от размеров тектонического перемещения пород. Растворы могли перемещаться внутри горизонта в любых направлениях, определяемых односторонним давлением и образованием участков оптимальной пористости пород. По этим причинам во многих случаях невозможно определить, откуда шли, или, как принято говорить, поднимались растворы.

В термодинамическом отношении метаморфические растворы не испытывали постепенного снижения температуры, миграционной и диффузионной способности и метасоматической активности, как это характерно для магматогенных растворов, так как все эти особенности их находились в полной зависимости от хода и интенсивности тектонических процессов. Последние

могли повышать активность метаморфических растворов или снижать их в связи с ослаблением перемещения пород или полным его прекращением.

В конечную стадию тектонического процесса, когда в достаточно жестких породах возникали разрывные структуры, остаточные метаморфические растворы могли попадать в открытые трещины, где образовывали гематито-кварцевые жилы альпийского типа. В этом случае они имитировали гидротермальные растворы магматогенного происхождения, так как выходили за пределы складчатой зоны в другие породы и приводили к образованию жил.

#### Источники железа и формы его переноса

Об источниках железа при образовании гипогенных железных руд Саксаганского и других районов Кривого Рога, так же как и по другим вопросам генезиса руд, в литературе существуют различные представления. Большинство исследователей источником железа при рудообразовании считает железистые породы криворожской свиты. Остальные считают возможным принять источником железа гранитные интрузии, из которых оно привнеслось гидротермальными растворами.

Образование основных рудных залежей Саксаганского района обусловлено перемещением и концентрацией железа с помощью растворов. Этот процесс не носил грандиозных масштабов, как это кажется на первый взгляд. Если подсчитать количество железа, принесенного в богатые железорудные залежи, и сравнить его с железом, заключенным в железистых роговиках и джеспилитах, то оно составит относительно небольшую величину. Если учесть, что железистые роговики и джеспилиты, превращенные в руды, первоначально содержали в среднем 35—37% железа, а в руде оно повысилось до 55—60%, то только исходя из одного этого ясно, что менее половины имеющегося в рудах железа принесено при их образовании. Однако и этот подсчет не точен, так как он не учитывает выноса кремнезема, сжатия и относительного обогащения породы железом, находившимся в ней до перехода в руду. Из многочисленных примеров подсчета сокращения мощности породы при переходе в руду, наблюдаемых непосредственно на контакте, приведенных выше в разделе «Изменения пород при образовании богатых железных руд», средняя величина усадки равна 20—25% первоначального объема породы. В связи с этим можно ориентировочно принять и увеличение содержания железа в руде только за счет выноса кремнезема и усадки на 20—25% против первоначального его содержания во вмещающей породе. Таким образом, привнесенное в руды железо составит не более 25% общего количества железа, имеющегося в рудных залежах.

Учитывая, что рудные площади в Саксаганском районе занимают около 4% всей площади железистых пород, перемещенное железо составит около 1% всего железа, имеющегося в железистых породах района. Исходя из этого подсчета и учтенных запасов железных руд, должно было переместиться около 400 млн. т железа. До предельных глубин распространения рудных залежей эта величина привноса железа в рудные залежи, по-видимому, должна быть увеличена в несколько раз. Могли ли дать такие значительные массы железа магматические интрузии и гидротермальные воды? В принципе да, так как в природе известны многочисленные контактно-метасоматические месторождения, где интрузии давали многие миллионы, а в некоторых случаях даже миллиарды тонн железа. Однако конкретная геологическая обстановка Криворожского бассейна не позволяет сделать такого предположения. Во-первых, в Саксаганском районе отсутствует контактный метаморфизм, а проявления гидротермальных процессов магматического происхождения не получили сколько-нибудь значительного развития. Во-вторых, интрузивные породы, имеющие посткриворожский возраст (днепровско-токовские) являются платформенными и образовались после формирования железных руд. Другие интрузии — житомирско-кировоградских гранитов — отделены от железорудной свиты несколькокилометровой толщей сланцев, и возраст их к тому же является весьма спорным. В-третьих, в Саксаганском районе не найдены тектонические зоны, которые могли бы быть рудоподводящими каналами, по которым переместились сколько-нибудь значительные массы железа.

Таким образом, мы не находим убедительных данных, которые позволили бы предполагать привнос железа в криворожскую железорудную свиту из магматических интрузий.

Другая точка зрения, принимающая источником железа при рудообразовании железорудную свиту, находит многочисленные подтверждения полевыми и камеральными материалами. Главнейшими из них являются:

а) перемещение вещества при рудообразовании метаморфическими растворами, которое происходило в пределах железорудной свиты и даже в отдельных благоприятных горизонтах;

б) тесная пространственная минералогическая и структурная связи железных руд с богатыми железом роговиками и джеспилитами;

в) все другие условия динамотермального метаморфизма, которому обязаны своим образованием руды и породы.

Наглядным доказательством выноса железа и магния из пород является метасоматическая гранитизация metabазитов и железистых пород, изученная в южном районе бассейна. Здесь наблюдаются поля мигматитов, среди которых сохранились различных размеров участки железистых роговиков, амфиболитов и сланцев. Мигматиты обладают полосчатостью, позволя-

ющей видеть элементы залегания и складчатость, переходящую без изменений в реликтовые участки сланцев и железистых роговиков.

Мигматиты, вследствие того, что они образуются по породам различного химического состава, а также вследствие различной степени переработки последних, характеризуются большим разнообразием. Химические анализы пород приведены в таблице 58.

По метабазитах (анализы 1 и 2) вблизи контакта образуются мигматиты, характеризующиеся темно-серым цветом и пятнистой или линейной текстурой, обусловленной расположением темноцветных минералов (анализы 3, 4 и 5). По мере удаления от контакта количество темноцветных минералов в мигматитах уменьшается, и они становятся светло-серыми (анализы 6 и 7).

Главными минералами являются полевой шпат состава альбита — олигоклаза (редко основной плагиоклаз типа андезина или лабрадора), кварц и биотит, иногда роговая обманка.

По железистым кварцитам (анализ 18 + среднее по трем анализам) в приконтактной зоне образуются темно-серые и серые мигматиты с полосчатой и иногда пятнисто-полосчатой текстурой (анализы 9 и 10). По мере удаления от контакта мигматиты становятся более светлыми, полосчатая текстура выражена слабее (анализы 11 и 12). Главными минералами являются альбит — олигоклаз, кварц и биотит. Светло-серые разности мигматитов нередко переходят в плагиоклазо-микроклиновые (анализ 13), внутри которых иногда встречаются крупнозернистые пегматитоподобные породы.

Таким образом, в некоторых случаях в мигматитах наблюдается зональность, обусловленная переменными количествами биотита и присутствием микроклина. Образование зон объясняется, очевидно, повышенным содержанием железа и магния в мигматитах, находящихся у контакта с железистыми породами, в силу чего калий связывается в биотите и образования микроклина не происходит. На расстоянии от контактов, ввиду малого содержания железа и магния, калий, в основном, шел на образование микроклина.

Темно-серые разности мигматитов, находящиеся на контакте с метабазитами, как видно из химических анализов (анализы 3, 4 и 5), бедны  $\text{SiO}_2$  и характеризуются повышенным содержанием  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$ . По химическому типу (см. табл. 59 числовых характеристик по А. Н. Заварицкому) они относятся к щелочным лейкократовым породам, не насыщенным  $\text{SiO}_2$ .

По мере удаления от контакта с метабазитами мигматиты все более обогащаются  $\text{SiO}_2$  и становятся более бедными по содержанию  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$  (анализы 6 и 7). Эти изменения находят свое отражение в уменьшении величин числовых характеристик  $s$ ,  $v$ ,  $n$ ,  $t$  и в увеличении зна-

Таблица 58

Окислы, вес. %	Анализ												
	№ 1	№ 2	№ 3	№ 4	№ 5	№ 6	№ 7	№ 8	№ 9	№ 10	№ 11	№ 12	№ 13
SiO <sub>2</sub> . . . . .	48,84	48,38	58,93	52,17	52,38	68,67	70,79	40,87	67,23	59,96	70,98	75,36	75,45
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,11	0,81	0,66	0,55	0,93	0,45	0,30	0,18	0,20	0,10	0,18	0,05	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14,44	14,73	17,75	20,00	20,58	14,78	14,90	1,08	18,69	22,46	14,14	12,89	13,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,43	4,44	2,84	4,04	2,27	1,47	0,90	37,43	0,82	0,86	1,68	0,59	0,54
FeO . . . . .	11,92	8,21	4,68	5,74	4,83	2,84	2,63	15,29	1,84	1,87	1,41	0,94	0,80
MgO . . . . .	7,49	7,38	2,29	3,46	3,18	1,94	1,44	1,29	0,20	0,85	0,50	0,37	0,37
CaO . . . . .	8,57	11,80	3,70	6,65	4,84	2,83	2,09	2,28	2,94	5,40	1,54	1,78	1,71
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,61	2,18	4,29	4,22	6,11	4,81	4,85	0,35	5,36	7,08	3,66	5,45	4,09
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,44	0,77	2,58	1,12	2,63	1,83	1,70	0,23	1,23	0,80	4,53	1,37	3,43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,15	0,11	0,11	0,34	0,63	0,12	0,06	0,19	0,08	0,28	0,11	0,04	0,04
SO <sub>3</sub> . . . . .	—	—	0,16	0,18	0,10	—	0,10	0,06	0,35	—	0,25	0,15	0,15
H <sub>2</sub> O глгр. . . . .	0,09	0,06	0,10	0,03	0,06	0,06	0,05	0,07	0,09	0,08	0,09	0,04	0,02
П. л. п. . . . .	1,04	0,61	1,48	0,62	0,89	0,24	0,10	0,10	0,55	0,06	0,65	0,59	0,57
S . . . . .	0,24	0,14	—	—	0,08	0,08	0,11	—	—	0,08	—	—	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,21	0,59	—	0,42	0,25	0,26	0,32	0,52	—	0,37	—	—	—
Сумма . . . . .	99,82	100,01	99,73	99,65	99,79	100,39	100,37	100,13	99,62	100,27	99,74	99,65	99,83

Таблица 59

№ анализа	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n'	G	t	Q	$\frac{a}{c}$
1	4,2	7,6	30,6	57,6	—	48,0	42,2	9,8	85,2	9,6	1,7	— 0,8	0,6
2	6,0	6,8	31,7	55,5	—	37,1	39,3	23,6	79,5	12,0	1,2	— 7,8	0,8
3	12,5	5,4	12,2	68,9	—	59,0	32,5	8,5	71,1	20,0	0,8	— 5,4	2,5
4	25,2	7,3	14,1	53,6	5,2	57,4	37,4	—	33,2	22,2	0,8	— 50,7	3,5
5	18,0	5,6	13,1	63,3	—	52,2	42,9	4,9	77,7	15,2	1,2	— 15,3	3,2
6	18,4	3,0	6,0	72,6	8,5	40,4	51,1	—	53,1	19,1	0,5	— 5,4	6,1
7	18,0	2,2	6,9	72,9	26,6	42,6	30,8	—	47,2	10,6	0,3	— 7,6	8,1
9	22,2	3,2	6,2	68,3	60,8	34,3	4,9	—	47,0	9,8	0,3	— 10,9	6,9
10	27,7	6,0	3,7	62,6	1,7	62,7	35,6	—	52,1	18,6	0,1	— 36,2	4,6
11	17,8	1,8	3,8	76,6	10,2	69,5	20,3	—	42,8	37,3	0,2	— 15,8	9,9
12	13,5	1,5	2,5	82,5	—	53,8	23,1	23,1	85,4	20,5	0,2	— 36,5	9,0
13	13,7	1,9	1,8	82,6	14,3	62,1	32,1	—	64,7	21,4	0,2	— 36,5	7,2

чений S (табл. 59). Такое же закономерное изменение химического состава наблюдается и при сопоставлении формул пород по Г. Барту.

Анализ 3  $K_{32}, Na_{70}, Ca_{51}, Mg_1, Fe_{44}^{++}, Fe_{10}^{+++}, Mn_1, Al_{102}, Ti_4, Si_{330}, P_1$

• 7  $K_{19}, Na_{83}, Ca_{19}, Mg_{18}, Fe_{13}^{++}, Fe_4^{+++}, Al_{154}, Ti_2, Si_{222}, P_1$

• 5  $K_{32}, Na_{110}, Ca_{43}, Mg_{44}, Mn, Fe_{38}^{++}, Fe_{16}^{+++}, Al_{227}, Ti_6, Si_{300}, P_1$

• 6  $K_{30}, Na_{81}, Ca_{28}, Mg_{25}, Fe_{10}^{++}, Fe_8^{+++}, Al_{184}, Ti_3, Si_{208}, P_1$

Аналогичная картина наблюдается и в мигматитах, образующихся по железистым кварцитам: около контактов они характеризуются пониженным содержанием  $SiO_2$  и повышенным  $Al_2O_3$ ,  $CaO$  и  $Na_2O$  (анализы 9 и 10). По химическому типу они относятся к лейкократовым породам, слегка недосыщенным  $SiO_2$  и умеренно богатым щелочами.

С удалением от контактов в мигматитах увеличивается содержание  $SiO_2$  и несколько снижается содержание  $Al_2O_3$  и  $CaO$  (анализы 11 и 12). По химическому типу они относятся к породам пересыщенным  $SiO_2$ . Наиболее глубоко измененные породы — светлоокрашенные мигматиты с микроклином (анализ 13) — пересыщены  $SiO_2$  и по химическому типу близки к гранитным породам.

Рассмотрим такое сопоставление химических анализов и формул пород по Г. Барту:

Анализ 1  $K_2, Na_{30}, Ca_{57}, Mg_{100}, Mn_2, Fe_{96}^{++}, Fe_{24}^{+++}, Al_{101}, Si_{466}, Ti_9, P_1$

• 7  $K_{19}, Na_{82}, Ca_{19}, Mg_{18}, Fe_{13}^{++}, Fe_9^{+++}, Al_{150}, Si_{222}, Ti_2, P_1$

• 8  $K_{39}, Na_{77}, Ca_{27}, Mg_{21}, Mn_2, Fe_{141}^{++}, Fe_{309}^{+++}, Al_{14}, Si_{440}, Ti_7, P_{13}$

• 11  $K_{61}, Na_{63}, Ca_{12}, Mg_9, Fe_{10}^{++}, Fe_{12}^{+++}, Al_{148}, Si_{631}, Ti_{22}, P_1$

Образование мигматитов по железистым кварцитам и метабазитам сопровождается выносом  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $MgO$  и  $CaO$  и привносом  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  (в случае гранитизации железистых кварцитов) и щелочей. Компоненты, выносимые из зон гранитизации, частично фиксируются в экзоконтактах этих зон в виде метасоматических образований, представленных *эпидозитами, скарнами, зонами биотитизации и редко железными рудами.*

Основная масса железа и магния, освобождаемая при гранитизации железистых кварцитов и метабазитов, выносится из зон гранитизации. Мигрируя из этих зон, железо и магний в условиях фации куммингтонито-магнетитовых сланцев фиксируются в виде метасоматических куммингтонито-магнетитовых руд. Основная масса железа концентрируется в метасоматических телах гематито-магнетитовых руд в условиях фации гематито-магнетитовых роговиков.

Таким образом, метасоматическая гранитизация амфиболитов и железистых пород вызывает подвижность больших масс железа, которые переносятся растворами на значительные расстояния от мест гранитизации. Из фактических материалов нам известно, что главные массы железа фиксируются в виде рудных залежей не в экзоконтактах гранитизации, а на значительных расстояниях, среди пород, не затронутых гранитизацией, обладающих низкими степенями метаморфизма.

Эти породы отличаются высокой проницаемостью вследствие развивающихся одновременно с гранитизацией тектонических перемещений, сопровождающихся формированием складчато-трещинных структур.

В тех случаях, когда процесс не доходил до метасоматической гранитизации, большое влияние на переход железа в раствор имело состояние железистых пород в виде нераскристаллизованных кремнисто-железистых осадков, в которых железо было представлено гидроокислами. Повышение температуры и давления приводило к потере валентности железа и переходу значительной части его в раствор. Кроме того, в железистых породах были уже пласты или горизонты с богатым содержанием железа и кремнезема. Другие породы, имеющие значительное содержание железа, которое находилось там среди илито-глинистого осадка, вероятно, не способствовали значительному перемещению железа.

Кроме железа, большой подвижностью обладал кремнезем и меньшей — натрий, калий, магний и алюминий. Многочисленные химические анализы магнетитовых роговиков и руд показывают уменьшение содержания  $SiO_2$  от 58—60% в роговиках до 1—5, 10—20% в рудах (см. табл. 39). Таким образом, рудообразование вызывалось в основном перемещением железа и кремнезема, не считая некоторой подвижности малых компонентов. Подвижность кремнезема и других нерудных компонентов породы часто наблюдается в хорошо выраженной стадийности

образования магнетитовых руд. Первый этап рудообразования характеризуется обильным выносом кремнезема и частичным замещением его места новообразованиями магнетита и гематита. Второй этап проявился локально и отличается значительной подвижностью алюминия, магния, калия, натрия и  $\text{CO}_2$ , приведших к алюмо-магнезиальному, щелочному и углекислому метасоматозу. Со вторым этапом связано замещение кварца и частично магнетита алюмосиликатами и карбонатами. Вынос кремнезема сопровождался выносом железа, но здесь не было полного замещения, и объем образовавшейся руды всегда меньше объема исходной породы. Процесс метаморфического образования железных руд обладает специфической особенностью, заключающейся в том, что он не отвечает классическим условиям метасоматоза, который предусматривает сохранение объема первоначальной породы. Многочисленные подсчеты, часть которых приведена в настоящей работе, показали, что в результате совмещения во времени рудообразования и складчатости объем первоначальной породы уменьшался на разную величину, меняющуюся от 15—20 до 50—55%. Вопрос о формах переноса железа и кремнезема при рудообразовании является одним из важных в генетической проблеме и вместе с тем сложных и дискуссионных вопросов.

Несмотря на то что растворимость и перенос кремнезема и железа вполне доказан многими экспериментальными работами, однако формы переноса во многих случаях остаются неясными. Перенос мог происходить как в истинных растворах, так и в коллоидах, и во многих случаях это невозможно определить однозначно, так как отсутствие минералов, характерных для гелей не исключает роли коллоидов в переносе вещества. Объясняется это тем, что коллоидные структуры минералов являются неустойчивыми с повышением температуры, перекристаллизуются и становятся неотличимыми от минералов, образовавшихся из истинных растворов. Поэтому Ф. В. Чухров (1955) указывает: «Очевидно, нет возможности на основании структурных и текстурных особенностей провести резкую грань между рудами, вещество которых переносилось истинными и коллоидными растворами».

Рассмотрим отдельно условия миграции кремнезема и железа.

**Кремнезем.** Растворимость кремнезема достаточно изучена в последние годы советскими и зарубежными учеными, которые установили довольно широкую миграцию его как в виде молекулярных растворов, так и в виде коллоидов. Установлено, что различные формы кремнезема обладают различной растворимостью, причем наименее растворимым при равных условиях является кристаллический кварц. Ни один из исследователей растворимости кремнезема, как это отмечает Манн (1953), не установил особого выщелачивающего раствора. Исследования

Грюнера, Лаверинга, Мори и Ингерсона, Хитчена, Кеннеди, а в последние годы Н. И. Хитарова (1944, 1953, 1956), Александра (1954) и многих других показали, что растворимость кремнезема есть в такой же мере функция самого кремнистого минерала, его ориентировки, чистоты и величины зерен, как температуры, давления, концентрации рН и природы раствора.

Значение условий рудообразования и состояния кремнистого минерала настолько велико, что даже Грюнер (1957), который резко возразил против гипергенного образования руд Верхнего Озера, заявил: «Одним из наибольших препятствий для принятия гипотезы выветривания является факт, что большая часть кремнезема, которая была выщелочена, находилась в форме кварца, а не в состоянии неопределенной, более или менее водосодержащей формы кремнезема или силиката».

Таблица 60

Температура, град	Давление, кг/см <sup>2</sup>	Растворимость, мг/л
450	399	109
400	267	90
"	288	89
"	352	93
300	87	58
200	16	28
100	1	1

Таблица 61

Раствор	Температура, град	Давление, кг/см <sup>2</sup>	Растворимость, мг/л
Концентрация 0,027 мол/л	400	288	405
	300	87	420
	200	16	100
Концентрация 0,008 мол/л	400	288	258
	300	97	170
	200	16	205
	100	1	60

Исследователи докембрийских железных руд Индии (Спенсер, 1952 и др.) считают, что аморфный и криптокристаллический характер кремнезема также должен был способствовать процессам выщелачивания и замещения.

Растворимость кристаллического кварца в воде при нормальной температуре ничтожна и не превышает нескольких милли-

грамм на литр. При повышении температуры и давления растворимость  $\text{SiO}_2$  заметно повышается. В табл. 60 приведены величины растворимости  $\text{SiO}_2$  в парах воды, полученные Н. И. Хитаровым при изучении паровой и газовой фазы системы кремнезем — вода.

По данным Н. И. Хитарова (1944), растворимость  $\text{SiO}_2$  значительно повышается с добавкой  $\text{NaOH}$  (табл. 61).

По данным Александера и др. (1954), растворимость аморфного кремнезема значительно превышает растворимость кристаллического кварца. При растворении аморфного кремнезема в воде при температуре  $25^\circ$  достигается равновесие между твердой фазой и мономеральной его формой в растворе (предположительно  $\text{Si}(\text{OH})_4$ ), причем наблюдалась одинаковая растворимость как суспензии тонкораспыленного порошка аморфного кремнезема, так и золь коллоидных частиц кремнезема. Во всех случаях при этой температуре растворимость равна  $100\text{--}120 \text{ мг/л}$ , т. е. превышает растворимость кварца даже при температуре  $400\text{--}450^\circ$ . На рис. 44 представлен график изменения растворимости аморфного кремнезема при повышении температуры до  $200^\circ$  (по данным Стракмана, Гардера, Спихальского, Хитчена и др.).

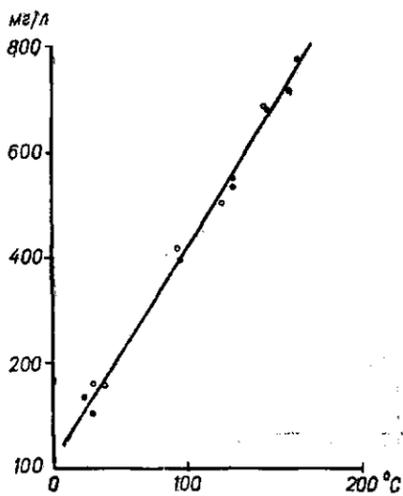


Рис. 44. График изменения растворимости аморфного кремнезема при повышении температуры.

Из приведенных данных видно, что растворимость коллоидного кремнезема в воде при температуре  $200^\circ$  достигает  $800 \text{ мг/л}$ , а если экстраполировать полученную прямую до  $400^\circ$ , то при этой температуре следует ожидать повышения растворимости до  $1,5\text{--}2,0 \text{ г/л}$ . Как и в случае чистого кварца, прибавление  $\text{NaOH}$  значительно повышает растворимость аморфного кремнезема.

Растворимость аморфного кремнезема в растворе при температуре  $25^\circ$  показана в табл. 62.

Для сравнения в табл. 63 приводятся данные растворимости аморфного кремнезема в менее щелочных растворах.

В кислых растворах (рН  $2,1\text{--}4,0$ ) концентрация монокислоты изменяется от  $0,003$  до  $0,01$  в различных опытах (от  $30$  до  $100 \text{ мг/л}$ ). Таким образом, резкое повышение растворимости

Таблица 62

Молярное отношение $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}$	pH	Содержание мономера кремнезема, мг/л
33	10,28	530
16	10,60	1100
8	10,85	2100
3	11,04	3600

Таблица 63

Молярное отношение $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}$	pH		Содержание кремнезема в растворе, мг/л	
	Начальное	После шести месяцев	Мономер	Полимер
3,25	10,95	11,03	3200	3400
25	8,73	9,2	170	300
77	7,30	8,6	120	300
224	6,45	7,5	120	200

кремнезема в воде наблюдается только в сильно щелочных растворах, имеющих pH выше 10. Увеличение общей растворимости кремнезема в щелочных растворах может быть объяснено на основании следующего равновесия:

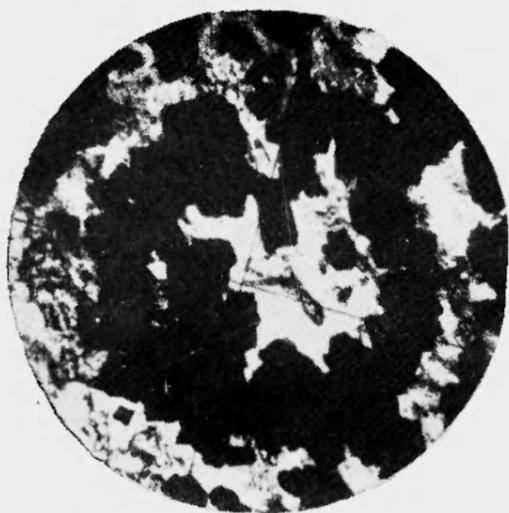


т. е. при повышении pH в дополнение к  $\text{Si}(\text{OH})_4$  в растворе образуется дополнительный силикатный ион  $(\text{HO})_3\text{SiO}^-$  (возможно, имевший координационное число шесть в соответствии с формулой  $\text{Si}(\text{OH})_6^{2-}$ ).

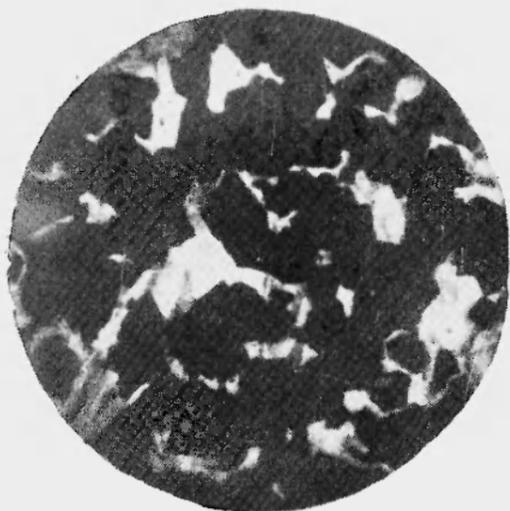
Концентрация  $\text{Si}(\text{OH})_4$ , по мнению Александра, постоянна и не зависит от величины pH, оставаясь равной 0,012–0,014%. Этот вывод имеет важное значение, так как позволяет допустить возможность существования значительных изменений pH в выщелачивающих растворах (по крайней мере от 4 до 10) без изменения интенсивности миграции кремнезема.

С увеличением температуры интенсивность миграции кремнезема резко возрастает даже в обычных водных растворах. В этом направлении очень интересные материалы получил Н. И. Хитаров (1956), который дополнил данные Мори и Хесельгессера о растворимости  $\text{SiO}_2$  при температуре 450, 500 и 600° и давлении до 2000 кг/см<sup>2</sup>, а также построил изотерму 400° и 350° (рис. 45). Установлено очень резкое влияние температуры на устойчивость кварца. Растворимость кварца при температуре 600° и давлении 2000 кг/см<sup>2</sup> достигает 7,65 г/л, дальнейшее

ТАБЛИЦА XXIV



а



б

(Продолж. табл. XXIV)



в

Коллоидная структура рудных прослоев железистых роговиков (по П. П. Назарову).  
Шлифы (а — в) · ×65—125.

повышение температуры должно привести, по мнению Н. И. Хитарова, к еще большему падению устойчивости кварца. Наибольшее падение устойчивости кварца установлено в растворах NaOH; стойкость кварца большая в карбонатной среде и в растворах хлористого натрия, где она близка к устойчивости кварца в чистой воде.

Так, при температуре 400° и давлении 200 кг/см<sup>2</sup> в воде SiO<sub>2</sub> содержится 2170 мг/л, в 0,5 NaOH — 29000—35000 мг/л, в 0,5 NaHCO<sub>3</sub> — 5000—5500 мг/л, в 0,5 NaCl — 2070—2200 мг/л.

Растворы после этих опытов частью были слабо опалесцированы и показали значительную устойчивость по выходе из зоны больших давлений. Выпадение SiO<sub>2</sub>, как замечает Н. И. Хитаров, может идти в результате взаимодействия этих растворов с породами или подземными водами из-за нарушения неустойчивого равновесия. По этим же причинам мы не встречаем природные воды с таким высоким содержанием SiO<sub>2</sub>.

Изложенные экспериментальные данные позволяют допустить возможность растворения и переноса кремнезема в водных растворах, особенно хорошо осуществляющегося при значительных температурах и щелочной среде.

Возможность миграции кремнезема в условиях низких температур и давления подтверждается бесспорными фактами новообразований кварца в гипергенных условиях в порах и пустотах бурого железняка. Вместе с тем, переносу кремнезема на значительные расстояния термальными водами в истинных растворах часто препятствует изменение давления и температуры, приводящее к выпадению значительной части SiO<sub>2</sub>.

Кроме того, известна высокая способность кремнезема к образованию коллоидов. Устойчивость коллоидов кремнезема характерна для низких температур, однако Ф. В. Чухров (1955) указывает на устойчивость их и при температурах, близких к критической.

**Железо.** Напомним, что миграция и выпадение железа из раствора главным образом зависит от его валентности. В общем случае соединения закисного двухвалентного железа являются растворимыми и мигрируют, в то время как соединения трехвалентного железа образуют трудно растворимые, выпадающие

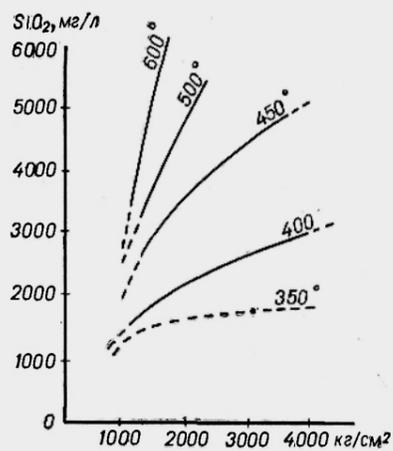


Рис. 45. Изотерма устойчивости кварца, по данным Мори, Хессельгессера и Н. И. Хитарова.

из раствора соединения. К таким, наиболее распространенным, соединениям двухвалентного железа относятся:  $\text{FeO}$ ,  $\text{FeSO}_4$ ,  $\text{FeCl}_2$  и  $\text{FeCO}_3$ . Относительно легко растворимы в воде закись железа, сульфат железа и хлористое железо. Возможность миграции железа в этих формах ограничена появлением свободного кислорода или кислородных соединений (боксовых пород), могущих нейтрализовать их с переходом в высшую валентность и образования труднорастворимых соединений, выпадающих в виде осадка. По этой причине в глубинных частях земной коры, где свободного кислорода в миллиарды раз меньше, чем у поверхности, железо имеет низшую валентность и в общем случае способно к миграции. Этому также способствует инертность  $\text{CO}_2$ , которая при высоких температурах и давлении представляет собой электрически нейтральную молекулу не участвующую в химических реакциях в сколько-нибудь значительных размерах.

Можно предположить значительную подвижность железа из-за условий динамотермального метаморфизма, которая, наиболее вероятно, осуществлялась в истинных растворах. Таким образом, интенсивность и формы переноса железа определялись, в первую очередь, величиной окислительного потенциала, которая зависела от концентрации свободного кислорода в растворе, а также наличия восстановительных ионов. Незначительное содержание сульфидов в породах и рудах говорит о низкой концентрации  $\text{S}^{2-}$  в растворе, поэтому они вряд ли обладали резко выраженным восстановительным характером.

Исходя из фактического материала мы не можем полностью принять перемещение железа в ионнорастворимых соединениях типа сульфата или бикарбоната. Среди наших пород, тем более руд, мы встречаем ничтожное количество серы. Карбонаты, в частности сидерит, доломит и анкерит, распространены относительно мало и в заметных количествах известны только в зоне цементации, где они корродируют и замещают магнетит, роговые обманки и другие минералы метаморфического генезиса. Перенос железа в истинных растворах в виде хлорида закиси нельзя отрицать, однако и трудно найти подтверждение, так как окисление закиси, приводившее к выпадению трехвалентных соединений железа, не оставило доказательств этому процессу. Огромное распространение хлоридных вод в нижних горизонтах криворожских структур в настоящее время едва ли может являться подтверждением миграции железа в виде хлористого соединения в период метаморфизма.

Рассмотрим возможность миграции железа в коллоидных растворах.

П. П. Назаров (1958) при детальном изучении минералогии руд Саксаганского района обратил внимание на многочисленные примеры коллоидного строения рудных прослоев. Полиэдры магнетита, срастаясь между собой, образуют несколько сплюс-

нутые овалы, окружности или сегменты разорванных колец. Середина этих овалов выполнена кварцем (табл. XXIV). Реже можно наблюдать вокруг одной окружности («скорлупы») другую или даже третью окружность. Максимальный поперечник таких образований достигает 1 мм, а в среднем поперечники их равны 0,3—0,5 мм. Подобные колломорфные структуры рудных прослоев встречали также Ю. Г. Гершойг (1936) в Кривом Роге, Н. И. Свитальский (1924) и многие другие исследователи в КМА; Н. М. Страхов (1947) указывал на подобные образования колломорфных структур в железистых породах в системе Нама-Трансвааля (Южная Африка).

Во всех случаях магнетито-кварцевые колломорфные структуры перекристаллизованы и образовались, по-видимому, из скрытокристаллических или аморфных гидроокислов железа и опаловидного кремнезема. Обезвоживание и раскристаллизация этих колломорфных образований привели к росту и первоочередному оформлению кристаллов магнетита в значительной мере за счет распыленного железа и очищения кремнекислоты. Кристаллизация кварца несколько запаздывала, о чем свидетельствуют стебельчатые зерна кварца, часто расположенные удлинением перпендикулярно граням магнетита. Стебельчатый кварц незапыленный — чистый, такой же как в рудных прослоях роговиков и джеспилитов. В меньших количествах в руде встречается тонкокристаллический кварц, запыленный гематитом.

Описанные перекристаллизованные реликты колломорфных структур встречены в рудных прослоях роговиков и в железных рудах. По-видимому, они относятся к первичному накоплению кремнисто-железистого осадка с помощью коллоидов, вместе с тем могут свидетельствовать о коллоидном переносе железа и кремнекислоты в период метаморфизма и рудообразования. Образованию коллоидов кремнезема и железа в период метаморфизма могли способствовать особенности железисто-кремнистых осадков. Во-первых, кремнекислота и гидроокислы железа представляли собой аморфную или скрытокристаллическую массу, прошедшую диагенез, и отвердевшие гели, которые с повышением температуры и давления при метаморфизме переходили в растворимое состояние и накапливались в растворе. Во-вторых, падение давления и температуры при движении растворов по зонам трещиноватости приводило к резкому понижению растворимости, что способствовало созданию коллоидных растворов.

Коллоидные растворы обычно являются более концентрированными, чем истинные, и по этой причине, как указывает Ф. В. Чухров (1955), «для образования месторождения не требуется огромных количеств воды, как в случае переноса минералообразующих веществ истинными растворами». Даже времени, необходимого для образования месторождения из коллоидных

растворов, требуется значительно меньше, чем для образования месторождения из истинных растворов.

По А. Г. Бетехтину (1953), гидротермальные растворы в начальные стадии своего существования являлись высококонцентрированными истинными растворами, которые по пути движения могли переходить в коллоидные растворы, осуществляя перенос рудообразующих веществ на сравнительно незначительные расстояния. Этот вывод А. Г. Бетехтина вполне может быть применен и к метаморфическим растворам, если учесть, что перемещение железа в складчатых зонах среди железистых пород происходило на небольшие расстояния.

Таким образом, в условиях высоких температур и давлений, особенно часто возникающих в первые периоды динамотермального метаморфизма, формировались и были главной формой переноса кремнезема и железа истинные ионно-молекулярные растворы, которые в отдельных местах и особенно на конечных стадиях развития с понижением температуры и давления могли смениться коллоидами.

#### Причины отложения вещества при рудообразовании

Отложение вещества из термальных растворов (независимо от происхождения) происходит вследствие изменения физико-химических параметров в самих растворах, благодаря совершающимся химическим реакциям, в связи с непостоянством температуры, изменением окислительно-восстановительного потенциала, рН и др. Они также вызываются внешними причинами, т. е. давлением горных пород, характером приоткрывания трещин, составом пород, вызывающих взаимные реакции с растворами, размерами и формой пор и др. Эти внешние и внутренние (тектоно-физические и химические) причины меняют физико-химические параметры процесса и в конечном счете приводят к образованию труднорастворимых соединений.

Для удобства рассмотрим отдельно химические и тектоно-физические причины отложения вещества при рудообразовании.

#### Химические причины

С точки зрения химии при образовании руд наиболее распространены ионные реакции обменного разложения — нейтрализация и гидролиз (А. Г. Бетехтин, 1955), вследствие которых образуются труднорастворимые металлические (рудные) соединения, выпадающие из раствора. Эти реакции могут возникать между растворенными веществами в растворе или между ними и минералами боковых пород. В первом случае образующиеся соединения выполняют открытые полости, по которым проходят растворы, а во втором преобладают метасоматические замещения боковых пород.

Нерастворимые соединения железа обычно образуются при высокой валентности и представлены окислами или гидроокислами. Переход двухвалентного железа в трехвалентное происходит под влиянием свободного кислорода или взаимодействия закисного железа с минералами пород или растворенными веществами, содержащими кислород. В связи с этим огромное значение имеет режим кислорода в земной коре. Количество свободного кислорода с глубиной резко падает и, по данным Д. С. Коржинского (1940), «при глубинных метаморфических процессах кислорода в миллиарды раз меньше, чем в воздухе». С приближением к поверхности количество кислорода резко возрастает и появляется больше возможности окисления железа и выпадения его соединений из раствора.

В близповерхностных условиях восходящие растворы могут обогащаться кислородом при встрече с вадозными водами, обычно содержащими растворенный кислород. Значительную роль в окислении железа играет также и химически активная  $\text{CO}_2$ , о чем свидетельствует выпадение труднорастворимых карбонатов железа. Однако, насколько это известно в настоящее время,  $\text{CO}_2$  при высоких температурах и давлении является электрически нейтральной молекулой и не участвует в химических реакциях в сколько-нибудь широких размерах (А. Г. Бетехтин, 1955). Таким образом  $\text{CO}_2$  химически взаимодействует с водой и является активным окислителем только при низких температурах растворов.

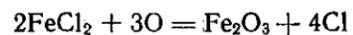
Большое влияние на окисление оказывает также кислотность или щелочность среды, определяющиеся величиной рН.

Химические реакции в растворах совершаются между ионами, поэтому разложение воды на  $\text{H}^+$  и  $\text{OH}^-$ , которые принимают активное участие в реакциях, определяет концентрацию водородных ионов и оказывает влияние на скорость реакций и равновесие.

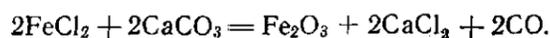
Как указывает А. Г. Бетехтин (1955), существует тесная зависимость окислительно-восстановительного потенциала от величины рН.

Для нашего случая интересна установленная зависимость окислительного потенциала от рН для реакций окисления закисного железа в окисное. В очень кислых растворах, в пределах величины рН от 0 до 3 окислительный потенциал не меняется и равен 0,77. При рН более 3 потенциал окисления резко снижается, и чем щелочнее среда, тем легче происходит окисление закисного железа и тем интенсивнее будут выпадать из раствора трудно растворимые соединения трехвалентного железа.

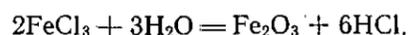
В случае растворенного хлорного железа оно может окисляться свободным кислородом



или за счет кислородсодержащих соединений



Реакция хлорного железа с водяными парами



По данным Манна (1953), при образовании железных руд Верхнего Озера термальные растворы могли окислять железо при отсутствии свободного кислорода. Возможными окисляющими агентами были  $\text{CO}_2$  и вода. Манн рассматривает следующие реакции и константы их равновесия:

1.  $2\text{FeO} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{CO} : K_1 - (\text{CO}/\text{CO}_2)$ ;
2.  $3\text{FeO} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{CO} : K_2 - (\text{CO}/\text{CO}_2)$ ;
3.  $2\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{CO}_2 \rightarrow 3\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{CO} : K_3 - (\text{CO}/\text{CO}_2)$ ;
4.  $2\text{FeO} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{H}_2 : K_4 - (\text{H}_2/\text{H}_2\text{O})$ ;
5.  $3\text{FeO} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{H}_2 : K_5 - (\text{H}_2/\text{H}_2\text{O})$ ;
6.  $2\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow 3\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{H}_2 : K_6 - (\text{H}_2/\text{H}_2\text{O})$ ;

°K	$K_1$	$K_2$	$K_3$	$K_4$	$K_5$	$K_6$	°C
400	$1,04 \cdot 10^{-2}$	15,12	$4,4 \cdot 10^{-9}$	14,25	$9,3 \cdot 10^4$	$6,5 \cdot 10^{-6}$	127
500	$1,04 \cdot 10^{-2}$	12,61	$1,1 \cdot 10^{-8}$	1,21	$1,3 \cdot 10^3$	$1,5 \cdot 10^{-6}$	227
600	$1,06 \cdot 10^{-2}$	3,32	$1,3 \cdot 10^{-7}$	0,39	8,9 · 10	$3,5 \cdot 10^{-6}$	327
700	$1,11 \cdot 10^{-2}$	1,52	$3,1 \cdot 10^{-6}$	—	1,4 · 10	$2,8 \cdot 10^{-5}$	427
800	$1,17 \cdot 10^{-2}$	0,12	$1,3 \cdot 10^{-6}$	—	3,7	$5,5 \cdot 10^{-5}$	527
900	$1,23 \cdot 10^{-2}$	0,15	$8,7 \cdot 10^{-5}$	—	1,4	$1,9 \cdot 10^{-4}$	627

Для того чтобы реакции проходили в направлении стрелок, константа равновесия должна иметь положительные значения (больше 1). Реакции, имеющие отрицательную константу равновесия, должны идти при избытке  $\text{CO}_2$  или  $\text{H}_2\text{O}$ .

Трудно допустить возможность наличия в растворе настолько больших концентраций  $\text{CO}_2$ , чтобы углекислота играла роль окислителя. По мнению Манна, таким окислителем могла быть только вода. Так, для окисления магнетита в мартит водой, необходим избыток последней примерно в  $10^7$  раз (согласно константе равновесия последней реакции).

Приведенные выше данные о термодинамике окислительно-восстановительных реакций представляют большой интерес, хотя далеко не все выводы Манна достаточно обоснованы. Рассчитанные константы реакций окисления магнетита (реакции 3 и 6) значительно меньше 1, и сами реакции требуют такого огромного избытка  $\text{CO}_2$  или  $\text{H}_2\text{O}$ , который вряд ли возможен.

Положительные значения константы равновесия характерны для реакций 2, 4 и особенно 5, причем при понижении температуры величина  $K$  увеличивается. При миграции железа в двухвалентном виде в водном растворе с примесью  $\text{CO}_2$ , но без

свободного кислорода, по мере падения температуры раствора железо будет выпадать в виде магнетита в интервале температур 250—650°, выпадения гематита при этом практически нет. Ниже температуры 250° возможно выпадение части железа в виде гематита (реакция 4 имеет положительную константу равновесия между температурами 227 и 327°). Этот вывод согласуется с нашими наблюдениями: в ходе основного рудообразующего процесса железо фиксировалось в виде магнетита, а при метасоматических процессах, которые происходили при более низкой температуре, в виде гематита. Интересны в этом отношении наблюдения, сделанные К. Ф. Щербаковой при изучении минерализации хлорито-магнетитовых руд Южного района. Под микроскопом хорошо наблюдается выделение пластинчатого гематита по секущим зерна и сростки магнетита трещинам. Во многих местах катаклазированный хлорито-магнетитовый сланец превращен в руду в результате обильного выделения гематита по трещинам катаклаза (см. табл. XIX, Б). Однако нельзя исключать влияние свободного кислорода, который, безусловно, присутствовал в рудообразующих растворах и иногда оказывал решающее влияние на ход реакций. Источником кислорода могли быть сами породы, содержащие значительные количества воды; часть кислорода поступала вместе с растворами из глубинных источников. По данным А. И. Германова (1955), при движении термальных растворов в определенных условиях неизбежно смешение их с кислородными водами. Приток в зону кислородных вод восходящих горячих железосных растворов из более глубоких участков, где господствует благоприятствующая миграция железа обстановка, может сопровождаться обильным отложением окислов железа.

Выше мы имели случай указать на возможную миграцию железа в виде коллоидных растворов и привели некоторые фактические материалы, являющиеся основанием для такого предположения при образовании криворожских руд. Выпадение вещества или коагуляция коллоидно-растворенных веществ происходит вследствие их нейтрализации или при прохождении через полупроницаемые преграды.

Нейтрализация коллоидов железа может происходить при встрече энергичных коагуляторов в виде растворов, вод или пород, через которые проходят коллоиды. Так как гели железа заряжены положительно, они могут нейтрализоваться отрицательно заряженными гелями кремнекислоты и выпадать, давая оолитовые образования. Концентрация гелей железа вполне вероятна и вокруг зерен, частиц и взвесей кварца и различных силикатов, имеющих отрицательные заряды. Выпадение железа из коллоидных растворов может быть вызвано также встречей их с другими потоками растворов или вод, могущих оказывать энергичное коагулирующее действие.

#### Тектоно-физические причины

К тектоно-физическим причинам, влияющим на отложение рудных компонентов из раствора, относятся: температура, давление, размеры и характер возникновения полостей, по которым проходят растворы. Мы не станем рассматривать здесь общеизвестные значения температуры и давления, равно как и различного отношения крупных открытых полостей и тонкой трещиноватости к рудообразованию. Мы хотим лишь указать на некоторые особенности этих важных параметров в условиях метаморфогенного рудообразования.

Прежде всего отметим, что в условиях динамотермального (складчатого) метаморфизма, в том понимании как это указано нами выше, давление, температура, размеры тектонических полостей и условия их приоткрывания теснейшим образом взаимосвязаны, так как вызываются одними и теми же тектоническими причинами. Иначе говоря, давление, или, точнее, одностороннее напряжение, в породах вызывает трещинообразование, повышение температуры растворов и пород и соответственно давление на растворы. В нашем случае рудообразование, равно как и кристаллизация метаморфических минералов происходит в условиях тектонического движения, вызывающего пластическую деформацию пород, трещинообразование и омывание породы метаморфическими растворами, являющимися главным фактором переноса и концентрации рудного вещества. Минералообразование, а следовательно и рудообразование, нельзя рассматривать оторвано от общего процесса динамотермального метаморфизма. Минералообразование совпадало с тектоническим процессом, в частности со складчатостью. Разрывные формы структур являются для рассматриваемых руд пострудными.

Для гидротермальных растворов А. Г. Бетехтин (1955, стр. 158) указывает, что «в момент раскрытия трещин скорость движения растворов, очевидно, является наибольшей и постепенно замедляется по мере заполнения ими образовавшихся полостей». Вероятно, это будет справедливо и для метаморфических растворов, однако надо иметь в виду, что при динамотермальном метаморфизме сколько-нибудь значительные трещины не являлись путями движения растворов. Главными путями движения были тонкие поры и пустоты, сингенетические с породами или образовавшиеся в период пластической деформации. Судя по продуктам рудоотложения это были преимущественно суперкапиллярные, капиллярные и субкапиллярные поры и трещины с размерами от тысячных долей миллиметра и до 0,5 мм. По этим путям, где господствовали пленочные силы, растворы могли проходить только при достаточно высоком давлении и температуре и производить метасоматическое замещение.

Метасоматические процессы протекают интенсивно в случае тонкого дробления раствора по капиллярным трещинам и порам. Наиболее интенсивно метасоматические процессы должны протекать в породах, обладающих субкапиллярной густой пористостью и мелкой зернистостью, где создается большая поверхность соприкосновения раствора с боковой породой. При тонком диспергировании истинных растворов, как указывает П. М. Каниболоцкий (1946), начинают играть весьма значительную роль пленочные явления, определяющие лицо метасоматического процесса. Закись железа, обладающая повышенной адсорбцией, будет концентрироваться в пленках, тогда как кремнекислота скопляется внутри струй раствора. Создаются условия пересыщения пленок раствора окисью железа и недосыщения их кремнекислотой при общем недосыщении всего раствора железом. Боковые породы, силикатно-железистые роговики или сланцы, снижают кислотность водных растворов и этим удерживают железистые пленки у предела насыщения, а так как они состоят из веществ с большей молекулярной силой сцепления, чем у окислов железа, то создается возможность замещения их окислами железа.

Вследствие этого сохраняется способность переводить в раствор кремнекислоту и ее места заполнять окислами железа из пересыщенных ими пленок раствора. Процесс рудоотложения, очевидно, продолжался в период достаточно высоких давлений и при снятии их, вероятно, прекращался, так как движение растворов в субкапиллярах приостанавливалось. Таким образом, отложение рудного вещества из растворов проходило только в зонах течения материала и находилось в полной зависимости от давления, температуры и характера трещиноватости. Только в конечный период метаморфизма, когда интенсивно образовывались крупные трещины и разрывы, остаточные метаморфические растворы поднимались по ним и часто вызвали заполнения пустот, образуя жилы альпийского типа.

В отложении веществ из коллоидных растворов, как отмечает Ф. В. Чухров (1955), также решающее значение могли иметь полупроницаемые преграды, которые пропускали растворитель и некоторые растворенные вещества и не пропускали другие растворенные вещества. В нашем случае такими преградами являлись тонкопористые и микропористые роговики и джеспилиты. Интересные опыты в этом отношении проведены в Институте геологических наук АН УССР, состоящие в следующем. Пластинка магнетитового роговика толщиной в 5—3 мм, вставленная вместо дна автоклава, подвергалась давлению водного раствора. Только при повышении давления до 5—6 атм началось просачивание раствора по границам рудных и кварцевых прослоев. Повышение давления до 10 атм вызвало интенсивное просачивание растворов в тех же местах

и постепенно оно распространялось на значительную часть рудного прослоя. Тонкозернистый кварцевый прослой оставался сухим и раствора не пропускал. Такая медленная фильтрация по тонкой пористости пород, является благоприятной для повышения фильтрационного эффекта и задержания рудного вещества раствора, к тому же коллоидные частицы по сравнению с ионными обладают значительно меньшей способностью проникать по капиллярным порам. В этом отношении интересные опыты провели в Уральском филиале АН СССР Л. Н. Овчинников и В. Г. Максенов (1949), которыми установлен очень высокий — 0,8 — фильтрационный эффект коллоида  $Fe(OH)_3$  через кварцевый песок с размером частиц в 2 мк. Ими также установлено понижение фильтрационного эффекта с повышением температуры, увеличением концентрации растворов и величины пор фильтра.

Таким образом, главными причинами образования и отложения труднорастворимых соединений железа являются:

1) окисление закисного железа в истинных растворах под действием свободного кислорода, воды,  $CO_2$  или кислородных соединений в породах и растворах;

2) образование большого количества тонких капиллярных и субкапиллярных трещин, позволяющих раствору пропитывать породы и активно реагировать с ними;

3) нейтрализация коллоидных растворов железа активными коагуляторами, или прохождение их через полупроницаемые преграды (породы с субкапиллярными трещинами).

#### Гипергенный процесс и его роль в рудообразовании

##### Глубинные зоны окисления

В последнее время на основании новейших материалов появилась возможность дать описание масштабов развития процессов гипергенного изменения пород и руд в пределах Саксаганской полосы и показать их роль в рудообразовании. За всю многолетнюю историю изучения геологии Криворожского железорудного бассейна последнему посвящено более 400 работ, в которых процессы гипергенеза описаны в 25—30 журнальных статьях. В основном это работы по минералогии гетито-гематитовых руд Я. Н. Белевцева (1951), Ю. Г. Гершойга (1951), Л. Ф. Залаты (1953), Л. И. Мартыненко (1955), В. С. Федорченко (1955), Г. Г. Буры (1957); минералогии окислов и гидроокислов железа А. С. Поваренных (1952), Ю. Ю. Юрка (1955, 1957); процессам зоны гипергенеза П. М. Каниболоцкого (1946), И. И. Гинзбурга (1955), М. Н. Доброхотова (1955), Н. П. Гречишниковой (1956). Кроме этого, мы находим большое количество высказываний во многих работах различных авторов, касающихся в основном роли процессов гипергенеза в образовании богатых железных руд. Из них наибольший интерес пред-

ставляют работы М. Н. Доброхотова (1955), Д. С. Коржинского (1955), Л. И. Мартыненко (1955).

За малым исключением работы по зоне окисления носят разобщенный, случайный характер. Систематические исследования почти никем не проводились.

В результате большого размаха буровых работ в последние годы в Криворожском железорудном бассейне выявлено грандиозное по своим масштабам развитие гипергенных процессов. Горные выработки глубиной до 600 м и большое число разведочных скважин, которые вскрывают породы на глубинах до 1000—1400 м, позволили впервые получить представление о глубине и характере развития процессов выветривания. Материалы буровых и горноэксплуатационных работ показали, что гипергенные изменения метаморфических пород Саксаганской полосы наблюдаются на всем ее простирании во всех трех свитах. В нижней свите встречаются выщелоченные пористые метапесчаники и окрашенные гидроокислами железа филлиты. В верхней свите за счет хлорито-слюдисто-кварцевых сланцев возникают рыхлые, охристые породы. Однако наиболее значительные масштабы развития гипергенных процессов наблюдаются в породах средней свиты — в железистых сланцах и роговиках. Окисление пород средней свиты проявилось весьма неравномерно. На одних участках окисление пород достигает глубины десятков метров, тогда как на других — более 1000—1400 м. Последнее позволяет выделить в Саксаганской полосе площадную кору выветривания и зоны глубинного окисления.

Площадная кора выветривания имеет повсеместное развитие и фиксируется многочисленными скважинами на территории всего железорудного бассейна. Глубина развития площадной коры выветривания изменяется в широких пределах: в сланцевых горизонтах от 15—25 до 80—100 м, в железистых горизонтах от 30—35 до 150—200 м. Глубина развития процессов выветривания обусловлена литологическим составом и текстурными особенностями пород. Например, железистые горизонты почти всегда имеют более глубокую зону окисления, чем сланцевые. Тектурные особенности обуславливают различную водопроницаемость и водонасыщенность пород. Площадная кора выветривания четко выделяется на I, II, III, IV железистых и сланцевых горизонтах как синклиальной, так и антиклиальной структуры района. На остальных горизонтах Саксаганской полосы площадная кора выветривания носит вторичный характер по отношению к уже ранее измененным породам на большую глубину. Выделение площадной коры выветривания в районах развития глубинных зон окисления носит условный характер, поскольку гипергенные минеральные образования при обоих типах проявления гипергенеза обычно аналогичны.

Переходя к характеристике распространения линейных зон гипергенного изменения пород, необходимо отметить, что огром-

ный фактический материал, полученный в последние годы, позволил впервые построить геологические карты распространения глубинных зон окисления пород Саксаганской полосы на глубине 100 м (отметка  $\pm 0,0$  м, рис. 46) и 500 м (отметка—400 м, рис. 47) от поверхности докембрийских пород (контур окисленных пород на глубине 100 и 500 м от поверхности спроектирован на геологическую карту поверхности докембрия). На десяти наиболее характерных разрезах Саксаганской полосы нашли свое отражение как площадная кора выветривания, так и глубинные зоны окисления.

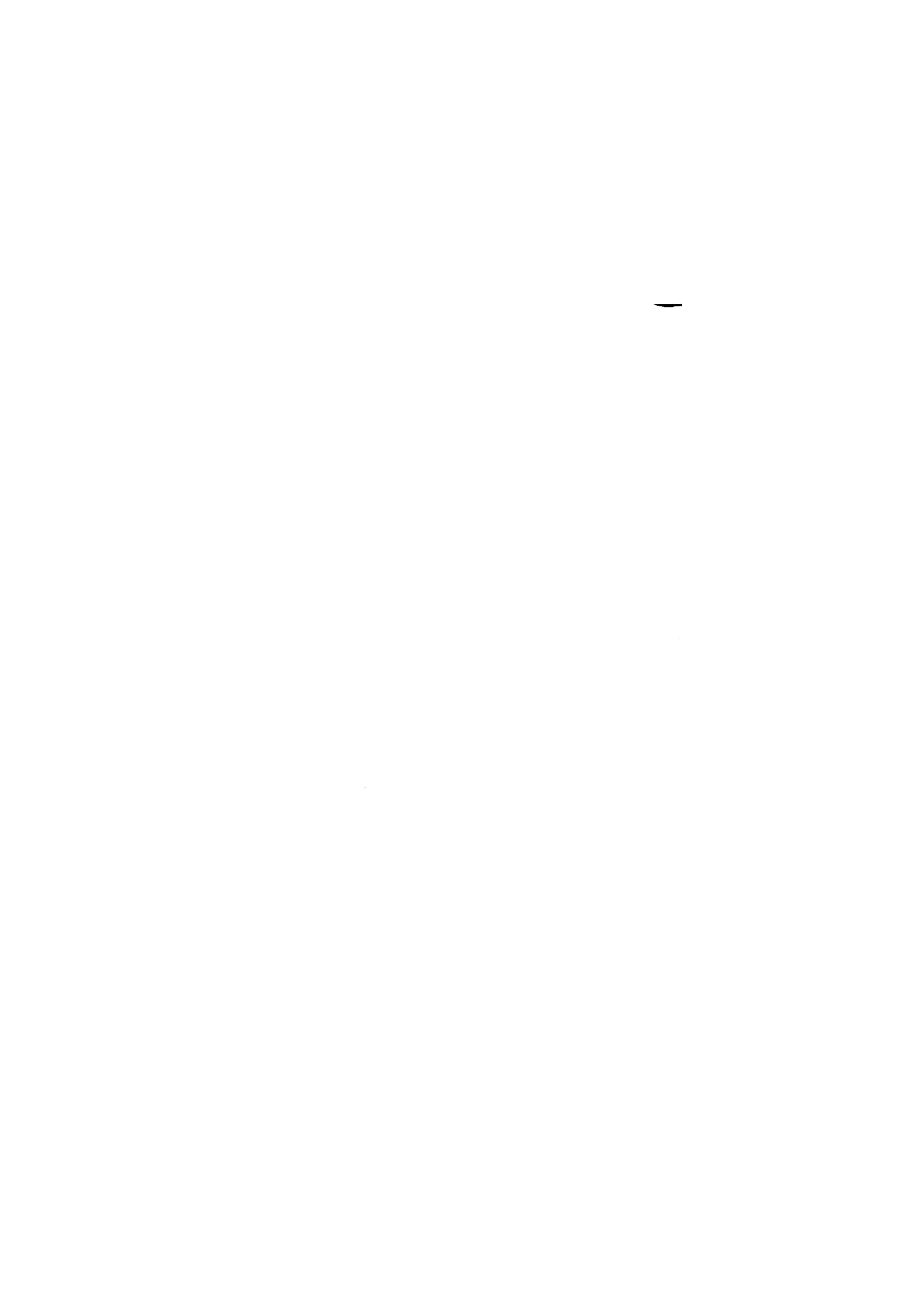
Новый фактический материал также позволил впервые построить продольные вертикальные проекции зоны окисления для V и VI железистых горизонтов, к которым приурочены основные рудные залежи (рис. 48). Граница между окисленными и неокисленными породами на карте, разрезах и продольных проекциях устанавливалась по следующим признакам:

- 1) по изменению цвета пород, вызванному окислением силикатных минералов (хлорита, роговых обманок и др.);
- 2) по степени мартитизации магнетита;
- 3) по содержанию FeO. В неокисленных породах содержание FeO изменяется от 12 до 25% и в отдельных случаях, в переходных зонах, понижается до 9%, в то время как в окисленных оно составляет 1—2%.

Переход от окисленных пород к свежим в разных породах проявляется неодинаково. Это характерно как в случае развития площадной коры выветривания, так и глубинных зон окисления. Наиболее часто встречаются неровные заливообразные контакты как по простиранию, так и по падению пород. Ширина таких переходных зон частичного окисления пород для железистых роговиков и джеспилитов растянута на значительную глубину по падению и изменяется от десятков до сотен метров. В карбонатно-силикатных роговиках наблюдается весьма резкая граница, и переходная зона измеряется несколькими метрами. Резкие границы почти без переходных зон встречаются редко и характерны для сланцев.

Линейные зоны окисления в настоящее время прослежены глубоким структурным бурением до глубины 1300—1400 м. При этом нижняя граница окисленных пород для большинства горизонтов не установлена. Глубина гипергенного изменения пород, вероятно, никак не меньше 1500—1700 м. Проявления глубинного окисления в пределах Саксаганской полосы Криворожского железорудного бассейна приурочены к узлам поперечной складчатости пород Саксаганской полосы, к контакту пород верхней и средней свит и к зонам разрывных нарушений.

Линейные зоны окисленных пород наиболее развиты в железистых горизонтах синклинали структуры района. В районе рудников им. Дзержинского, им. Кирова, им. К. Либкнехта так же интенсивно изменены железистые роговики и сланцы



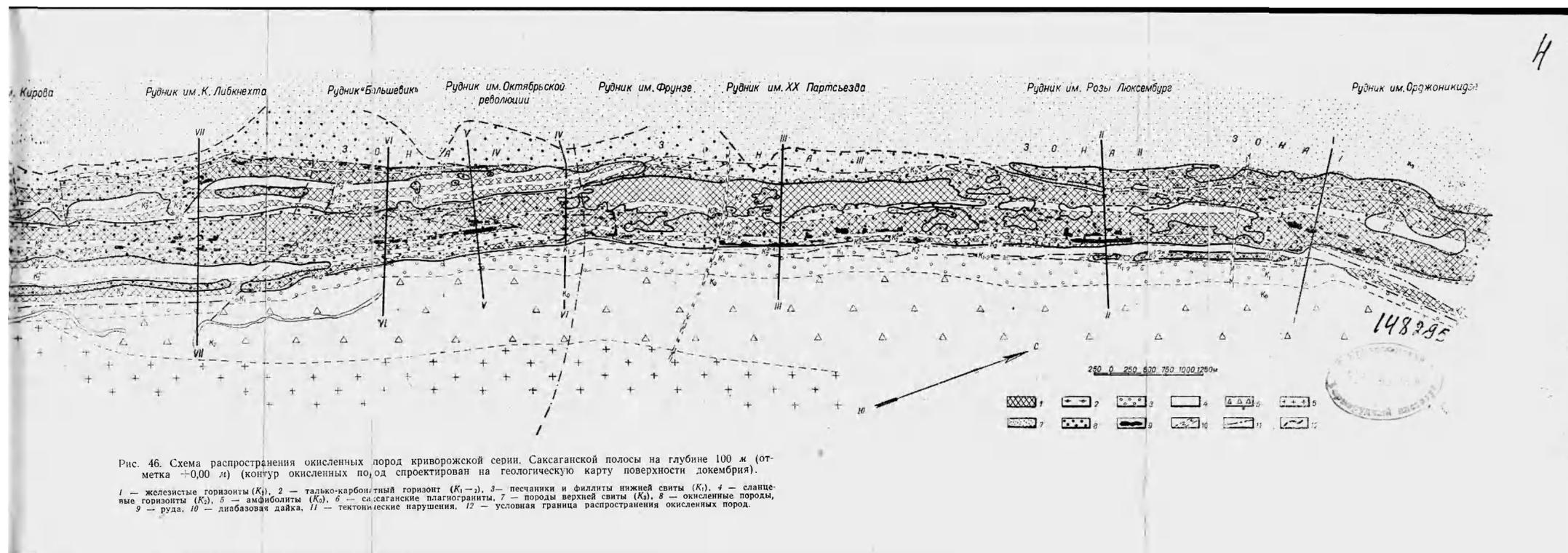
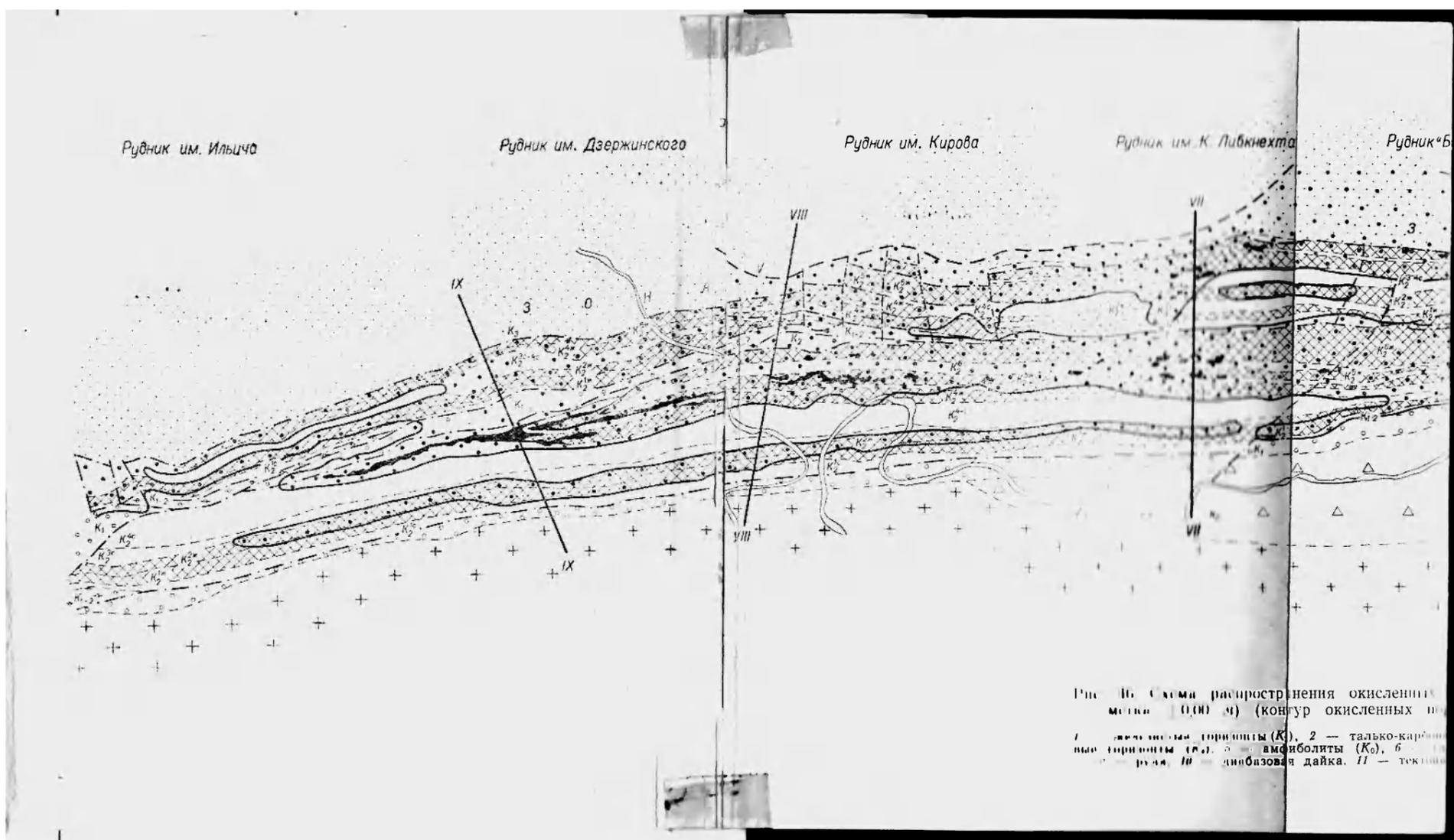


Рис. 46. Схема распространения окисленных пород кивровожской серии, Саксаганской полосы на глубине 100 м (отметка +0,00 м) (контуры окисленных пород спроектированы на геологическую карту поверхности докембрия).

1 — железистые горизонты (K<sub>1</sub>), 2 — талько-карбонатный горизонт (K<sub>1-2</sub>), 3 — песчаники и филлиты нижней свиты (K<sub>1</sub>), 4 — сланцевые горизонты (K<sub>1</sub>), 5 — амфиболиты (K<sub>1</sub>), 6 — саксаганские плагиограниты, 7 — породы верхней свиты (K<sub>2</sub>), 8 — окисленные породы, 9 — руда, 10 — диабазовая дайка, 11 — тектонические нарушения, 12 — условная граница распространения окисленных пород.



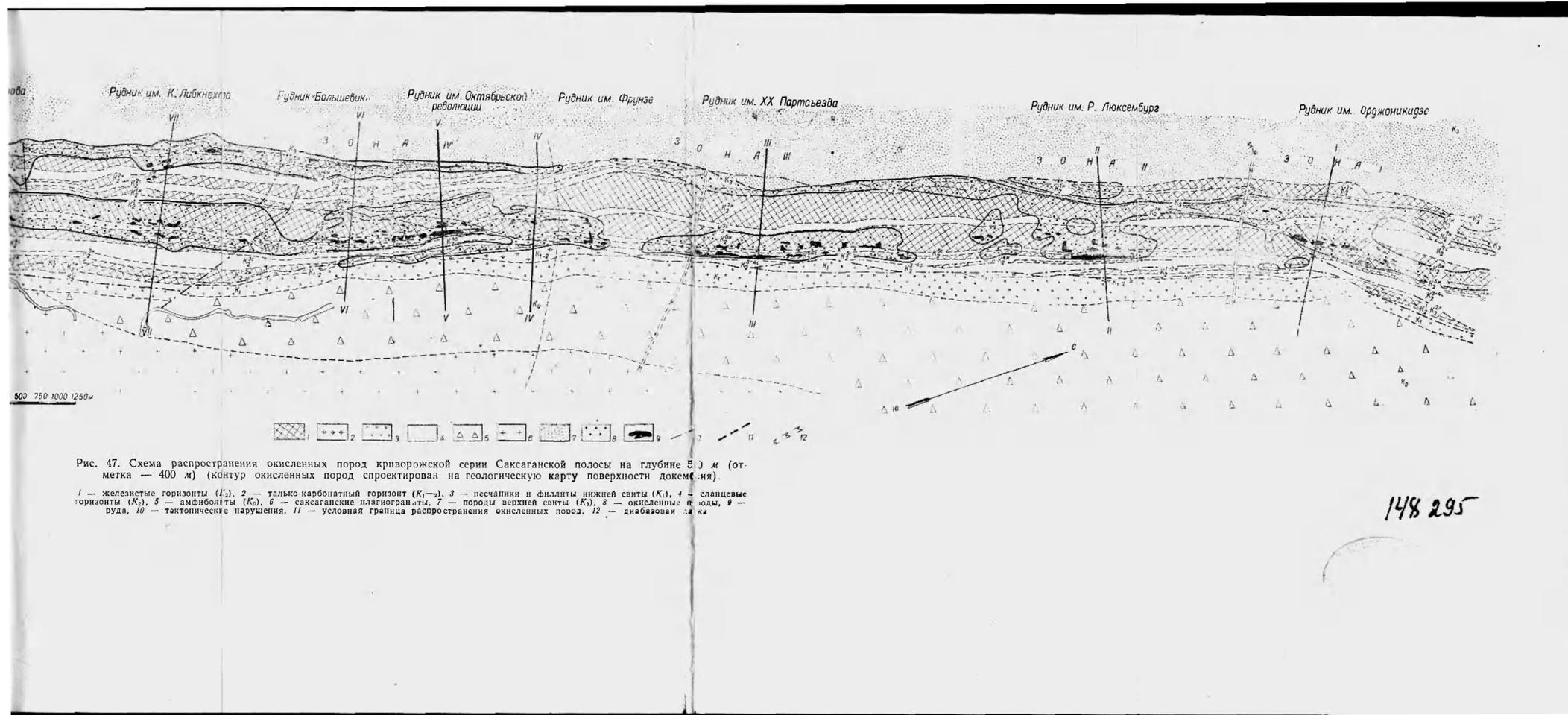


Рис. 47. Схема распространения окисленных пород криворожской серии Сакаганской полосы на глубине 400 м (отметка — 400 м) (контур окисленных пород спроектирован на геологическую карту поверхности докембрия).  
 1 — железистые горизонты (I<sub>2</sub>), 2 — талько-карбонатный горизонт (K<sub>1-2</sub>), 3 — песчаники и филлиты нижней свиты (K<sub>1</sub>), 4 — сланцевые горизонты (K<sub>2</sub>), 5 — амфиболиты (K<sub>3</sub>), 6 — сакаганские плагиоклазы, 7 — породы верхней свиты (K<sub>4</sub>), 8 — окисленные породы, 9 — руды, 10 — тектонические нарушения, 11 — условная граница распространения окисленных пород, 12 — диоритовая зона.

148 295

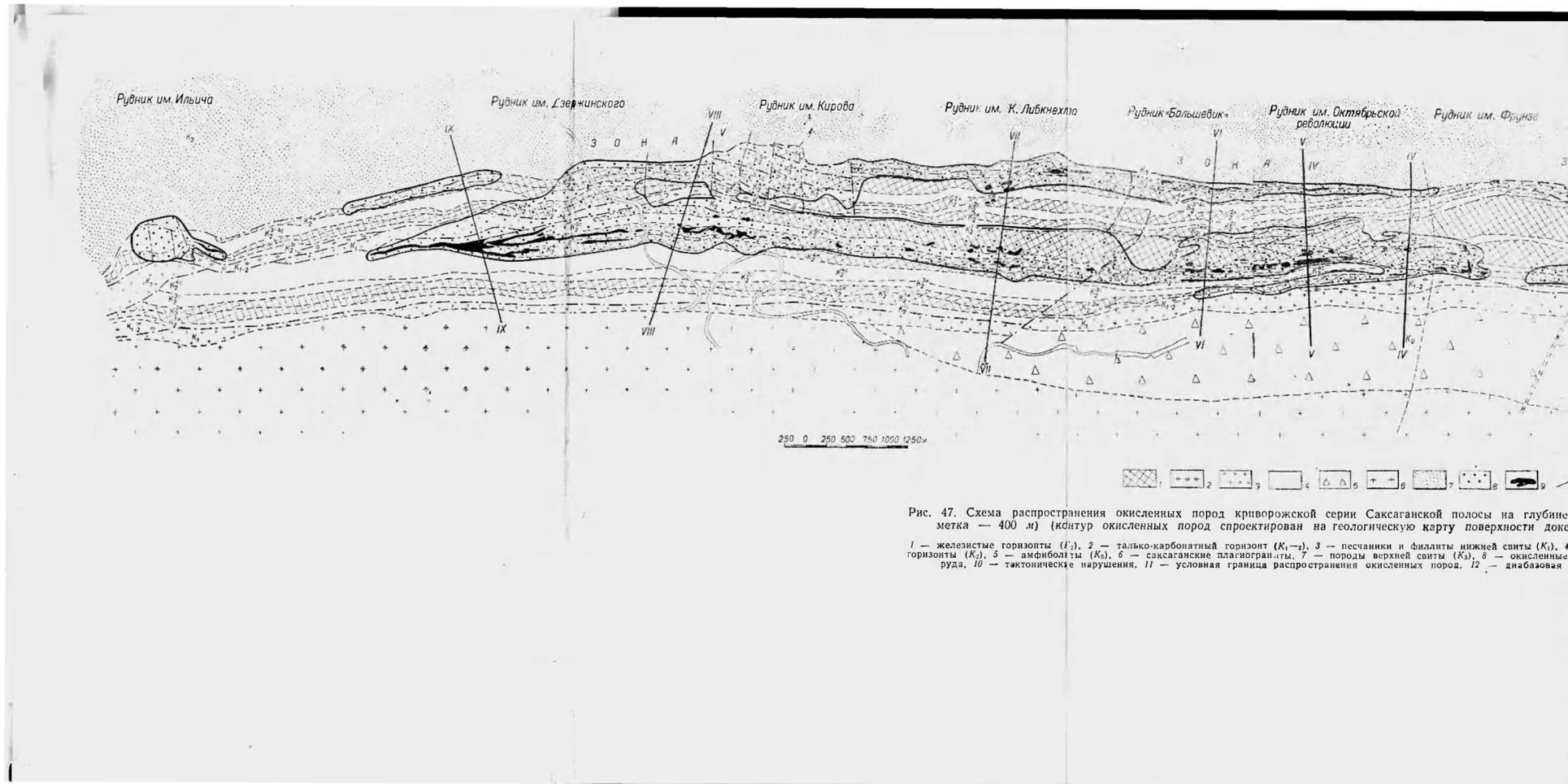


Рис. 47. Схема распространения окисленных пород криворожской серии Сакаганской полосы на глубине метка — 400 м (контур окисленных пород спроектирован на геологическую карту поверхности доком)

1 — железистые горизонты ( $I_1$ ), 2 — талько-карбонатный горизонт ( $K_1-2$ ), 3 — песчаники и филлиты нижней свиты ( $K_1$ ), 4 — горизонты ( $K_2$ ), 5 — амфиболиты ( $K_3$ ), 6 — сакаганские плагиоклазы, 7 — породы верхней свиты ( $K_4$ ), 8 — окисленные руды, 9 — диабазовая порода, 10 — тектонические нарушения, 11 — условная граница распространения окисленных пород, 12 — диабазовая порода

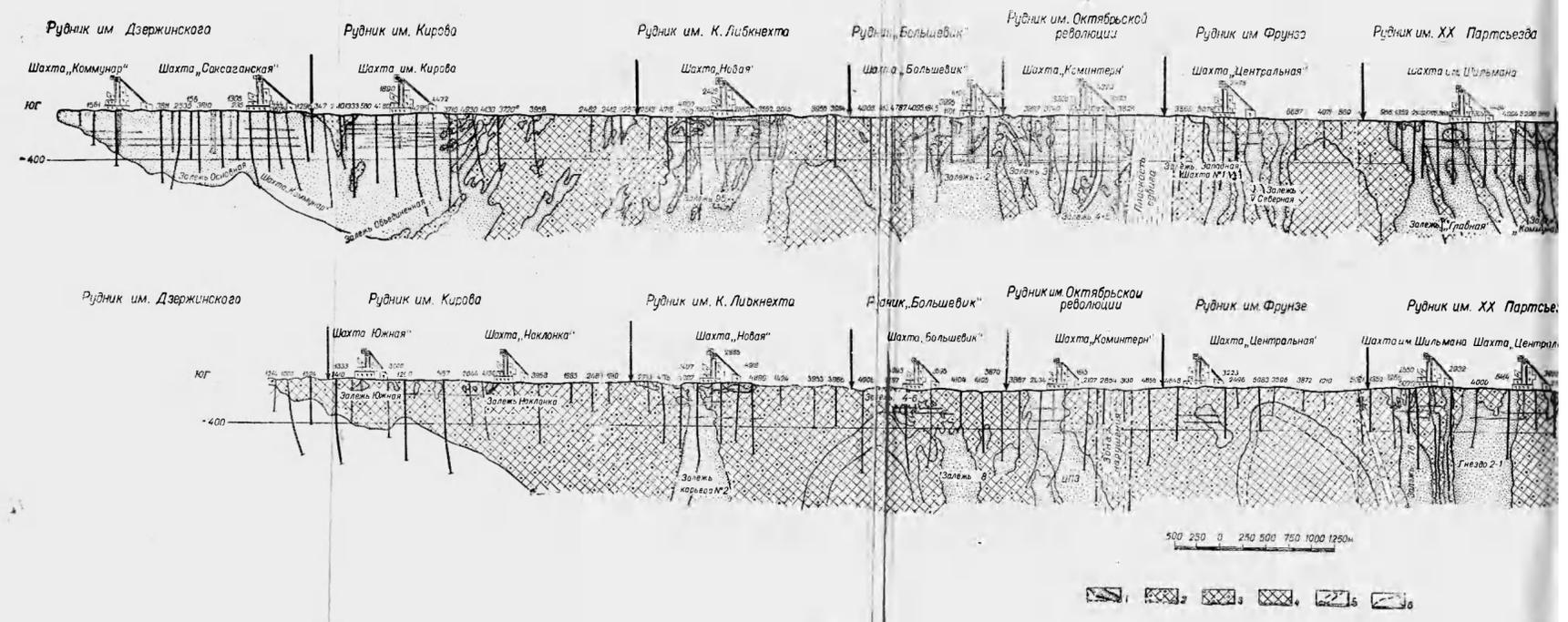
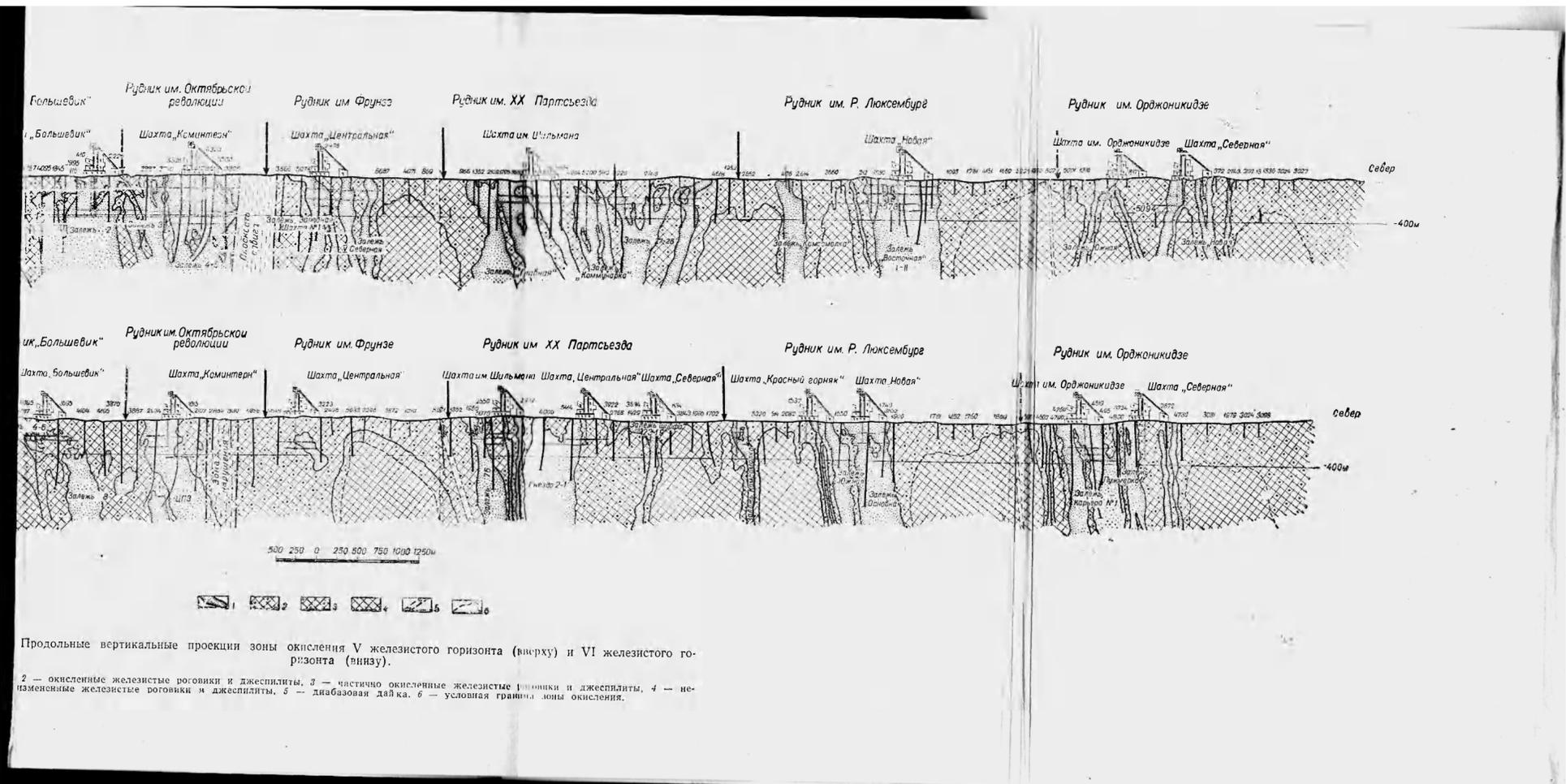


Рис. 48. Продольные вертикальные проекции зоны окисления V железистого горизонта (вверху) и VI горизонта (внизу).  
 1 — руды; 2 — окисленные железистые роговики и джеспилиты; 3 — частично окисленные железистые роговики и джеспилиты; 4 — измененные железистые роговики и джеспилиты; 5 — диабазовая дайка; 6 — условная граница зоны окисления.





антиклинальной структуры Саксаганской полосы (рис. 46, 47). Глубинные зоны, захватывая несколько стратиграфических горизонтов, вытянуты в меридиональном направлении, подчиняясь основному простиранию структур района, с глубиной они погружаются согласно падению пород под углом  $45-60^\circ$  на запад. Ширина зон окисленных пород изменяется от нескольких десятков метров до 500—600 м, а на юге Саксаганского района на рудниках им. Дзержинского и им. Кирова достигает ширины 1000—1200 м. Протяженность отдельных глубинных зон изменяется от 2—4 км на севере до 10 км на юге района. Зоны разобщены между собой участками свежих пород, ширина которых 300 м в центральной части района и достигает 1000—1100 м на севере его.

В пределах Саксаганского района от рудника им. Ильича на юге до рудника им. Ленина на севере выделяются пять глубинных зон интенсивно окисленных пород, которые развиты в пределах следующих рудников: первая зона — в районе рудника им. Ленина, вторая — рудника им. Р. Люксембург, третья — рудника им. XX партсъезда, четвертая — рудников им. Фрунзе, им. Коминтерна, «Большевик», пятая — рудников им. К. Либкнехта, им. Кирова, им. Дзержинского, им. Ильича.

Первая глубинная зона окисления пород развита на севере Саксаганской полосы в районе рудника им. Ленина. На геологической карте (рис. 47) контур зоны имеет неправильную форму и вытянут в северо-восточном направлении. Западная граница глубинной зоны и южная часть восточной совпадают с направлением крупных разрывных структур — диагональным сдвигом и Саксаганским надвигом. В остальных случаях границей зоны служат контакты стратиграфических горизонтов. Ширина зоны изменяется от 150—200 до 700—750 м в самой широкой части. По простиранию пород эта зона глубинного окисления прослежена на 3500—3600 м.

Гипергенные процессы интенсивно изменили кварцево-железистые породы V и VI железистых горизонтов, сланцы и роговики VI сланцевого горизонта, сланцы VII сланцевого горизонта, силикатно-железистые роговики VII железистого горизонта. Наименьшая глубина развития гипергенных процессов наблюдается на сланцах I, II, III, IV и V сланцевых горизонтов. Железистые роговики I и II железистых горизонтов окислены на глубину 30—40 м. На участке рудной залежи I саксаганского пласта во II железистом горизонте граница зоны окисления резко опускается вниз, и скважины, пробуренные до глубины 500 м, вскрыли только окисленные маргитовые роговики. Характерно, что в пределах этой зоны наиболее интенсивно окислены породы V железистого горизонта. Нижняя граница зоны окисления для V железистого, VI сланцевого, VI железистого горизонтов не установлена, хотя местами скважины достигли глубины 1100—1200 м (рис. 49). Вместе с тем уже на глубине

450—520 м в пределах V и VI железистых горизонтов отмечаются участки, лишь частично затронутые мартитизацией. В породах VII железистого горизонта граница зоны окисления подвержена резким изменениям. Как правило, висячем боку она опускается ниже, чем в лежащем. Неокисленные породы в VII железистом горизонте встречаются уже на глубинах 500—600 м (рис. 49).

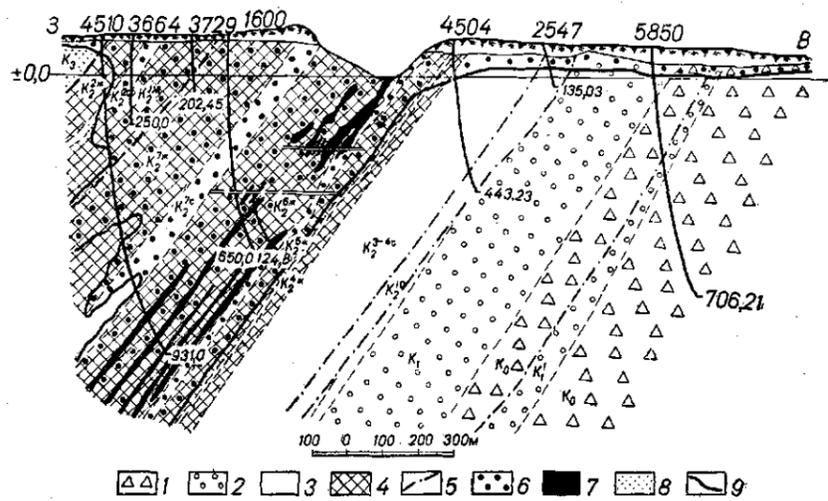


Рис. 49. Геологический разрез по линии I—I, рудник им. Ленина.

1 — амфиболиты ( $K_0$ ), 2 — породы нижней свиты ( $K_1$ ), 3 — сланцы ( $K_2$ ), 4 — железистые роговики и джемпилиты ( $K_3$ ), 5 — тектонические нарушения, 6 — зона гипертермального изменения пород, 7 — руда, 8 — породы верхней свиты ( $K_4$ ), 9 — граница зоны гипертермального изменения пород.

Южнее первой глубинной зоны, между рудниками им. Ленина и им. Р. Люксембург, наблюдается участок железисто-сланцевых пород шириной 1,5—2 км, затронутый только площадной корой выветривания на глубину 80—150 м за исключением полосы шириной 200—300 м глубоко окисленных пород VII железистого горизонта в зоне сопряжения диагонального сдвига и Саксаганского надвига.

Вторая глубинная зона окисленных пород наблюдается в районе рудника им. Р. Люксембург (рис. 50). Она широкой полосой захватывает центральную и восточную часть Саксаганской полосы, прослеживаясь на 1000—1500 м по простиранию, при ширине около 1000 м. Южная и северная границы зоны неровные, тогда как восточная и западная — прямолинейные. На западе границей зоны окисленных пород служит контакт средней и верхней свит, на востоке — контакт с породами IV

железистого горизонта. Наиболее интенсивно и глубоко окислены железистые роговики и джеспилиты V и VI железистых горизонтов, а также роговики и сланцы VI сланцевого горизонта. Нижняя граница зоны окисления для этих горизонтов не установлена и, по данным глубокого бурения, она превышает 1200 м. Однако в центральной части VI железистого горизонта отмечены участки неокисленных магнетитовых роговиков на

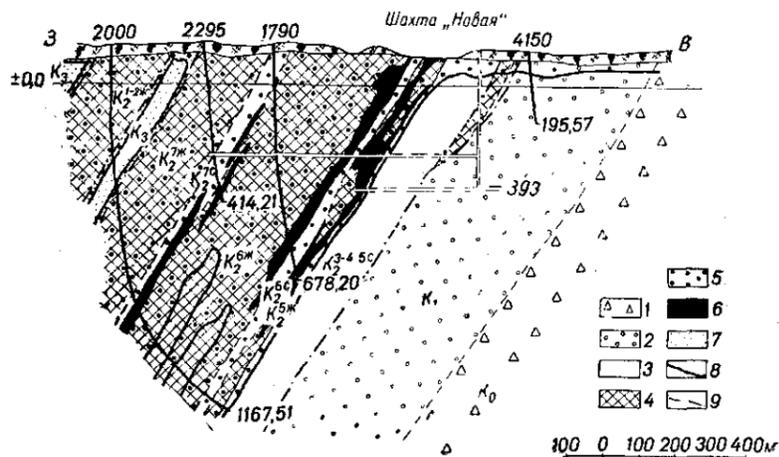


Рис. 50. Геологический разрез по линии II—II, рудник им. Красной Гвардии.

1 — амфиболиты ( $K_0$ ), 2 — породы нижней свиты ( $K_1$ ), 3 — сланцы ( $K_2$ ), 4 — железистые роговики и джеспилиты ( $K_3$ ), 5 — зона гипергенного изменения пород, 6 — руда, 7 — породы верхней свиты ( $K_4$ ), 8 — граница зоны гипергенного изменения пород, 9 — тектонические нарушения.

глубине 850—950 м, а в висячем боку горизонта магнетитовые породы встречены на глубине 300—400 м. Породы VII сланцевого и VII железистого горизонтов окислены на глубины, превышающие 700—900 м. Среди мартитизированных пород часто встречаются участки неизмененных силикатно-железистых роговиков.

В отличие от первой глубинной зоны породы I и II железистых горизонтов в антиклинальной структуре Саксаганской полосы окислены более чем на 800 м.

В пределах второй глубинной зоны наименее окислены сланцевые и железистые горизонты от I до V сланцевого включительно. Глубина зоны окисления 70—90 м, за исключением пород II железистого горизонта, где граница зоны окисления опускается, вероятно, на глубину 200—250 м. Для первой и второй глубинных зон характерно расположение рудных залежей только в восточной их части (V и VI железистые горизонты).

Третья глубинная зона развития гипергенных процессов расположена в районе рудника им. XX партсъезда. На геологической карте (рис. 47) окисленные породы наблюдаются в виде полосы шириной 250—400 м, протяженностью 3—3,5 км. Глубинная зона вытянута согласно с простиранием пород района. Восточная и западная границы зоны прямолинейны и совпадают с западным контактом VI железистого горизонта и восточным V железистого горизонта. В пределах зоны интенсивно

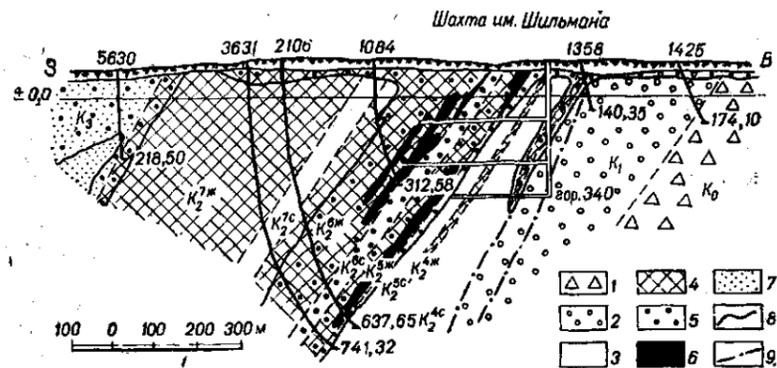


Рис. 51. Геологический разрез по линии III—III, рудник им. XX партсъезда.

1 — амфиболиты ( $K_0$ ), 2 — породы нижней свиты ( $K_1$ ), 3 — сланцы ( $K_2$ ), 4 — железистые роговики и джеспилиты ( $K_3$ ), 5 — зона гипергенного изменения пород, 6 — руда, 7 — породы верхней свиты ( $K_4$ ), 8 — граница зоны гипергенного изменения пород, 9 — тектонические нарушения.

окислены породы V, VI железистых горизонтов и VI сланцевого горизонта.

Многочисленными скважинами и горными выработками V железистый горизонт разведан до глубины 1250 м. Он сложен мартитовыми роговиками и джеспилитами. Неокисленные разновидности пород не встречены (рис. 51). Лишь в северной и южной части района за пределами глубинной зоны целым рядом скважин встречены неокисленные магнетитовые породы V железистого горизонта (рис. 48).

Интенсивно изменен VI роговико-сланцевый горизонт, представленный гетито-гематитовыми роговиками и сланцами с рассеянными в них кристаллами мартита. Горизонт разведан до глубины 1200 м, свежие разновидности пород не встречены. Окисленные породы VI железистого горизонта представлены мартитовыми роговиками, реже гетито-гематито-мартитовыми. Неокисленные породы встречены в всячем боку горизонта в северной и южной частях глубинной зоны. В центральной ее части граница окисленных пород всячего бока резко уходит на глубину.

Мощность неокисленных пород всячего бока VI железистого горизонта с глубиной увеличивается. На глубине 1000 м (рис. 52) около половины горизонта сложено магнетитовыми роговиками.

VII сланцевый горизонт представлен магнетито-карбонатно-силикатными сланцами с кварцевыми прослоями и неравномерно изменен гипергенными процессами. Процессы окисления затухают на глубине 500 м (рис. 47).

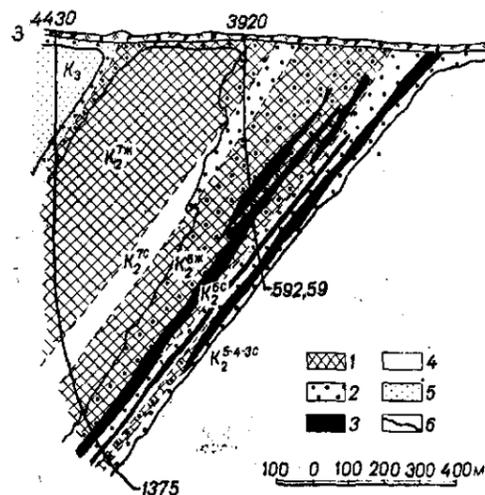


Рис. 52. Геологический разрез по скв. 4430, 3920 в районе рудника им. XX партсъезда.

1 — железистые роговики и джеспилиты ( $K_2$ ), 2 — зона гипергенного изменения пород, 3 — руда, 4 — сланцы ( $K_2$ ), 5 — породы верхней свиты ( $K_2$ ), 6 — граница зоны гипергенного изменения пород.

В силикатно-железистых роговиках VII железистого горизонта развита площадная кора выветривания, глубина распространения которой изменяется от 30—35 до 145 м. Лишь в редких случаях окисленные породы опускаются в виде языков на глубину до 300—400 м. Западнее этой основной глубинной зоны наблюдается узкая полоса окисленных пород на контакте средней и верхней свит. Изменены породы как верхней, так и средней свит на глубину 450—500 м. Протяженность полосы окисленных пород около 5 км.

Четвертая глубинная зона окисления развита в районе рудников им. Фрунзе, им. Октябрьской революции, «Большевик». Ширина зоны 350—650 м, протяженность по простиранию около 4 км. По данным глубоких скважин, глубина зоны окисления превышает 1200 м (рис. 53, 54, 55). На западе

глубинная зона ограничена Саксаганским надвигом, с востока — Восточным надвигом. С юго-запада на северо-восток зону пересекает Диагональный сдвиг. Глубинные процессы выветривания характерны для всех железистых и сланцевых горизонтов синклинали структуры Саксаганской полосы, исключение составляют лишь III и IV сланцевые горизонты.

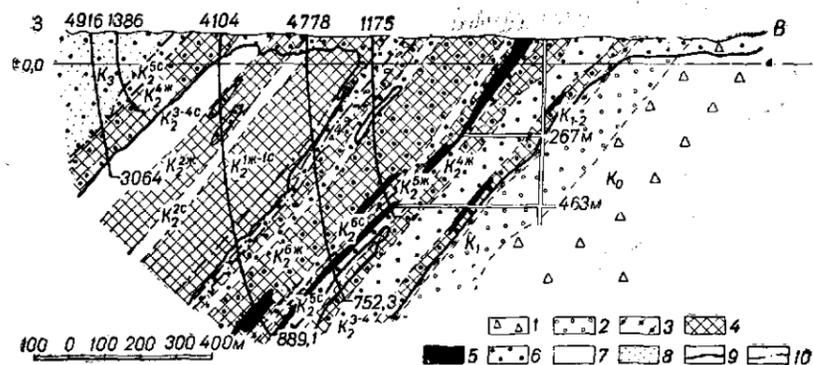


Рис. 53. Геологический разрез по линии VI—VI рудника «Большевик».

1 — амфиболиты ( $K_0$ ), 2 — породы нижней свиты ( $K_1$ ), 3 — горизонт тальковых сланцев ( $K_{1-3}$ ), 4 — железистые роговики и джеспилиты ( $K_2$ ), 5 — руда, 6 — зона гипергенного изменения пород, 7 — сланцы ( $K_2$ ), 8 — породы верхней свиты ( $K_3$ ), 9 — граница зоны гипергенного изменения пород, 10 — тектонические нарушения.

В пределах четвертой зоны в отличие от других интенсивному окислению на глубину более 800 м подверглись породы I и II железистых горизонтов. Здесь к ним приурочены рудные залежи. На разведанных глубинах IV железистый горизонт представлен исключительно мартитовыми роговиками, и лишь южнее рудника «Большевик» на глубине 700 м встречены магнетитовые роговики. На глубине свыше 1000—1100 м интенсивно изменены V и VI сланцевые и железистые горизонты. Затухание гипергенных процессов с глубиной не установлено. Интенсивность окисления пород VII железистого горизонта с севера на юг возрастает. Здесь хорошо видна крайняя неравномерность окисления, вследствие чего гематито-мартитовые роговики часто перемежаются с силикатно-магнетитовыми.

Западнее этой основной глубинной зоны по контакту средней и верхней свит узкой полосой (до глубины более 400 м) окислены породы IV железистого горизонта, V сланцевого и V железистого горизонтов. Ширина этой полосы окисленных пород с севера на юг увеличивается, достигая 250—300 м. Измененные породы IV и V железистых горизонтов антиклинальной структуры прослеживаются на юг, где сливаются с окисленными породами пятой глубинной зоны.

Характерным для четвертой зоны является наиболее широкое развитие окисленных пород в районе сопряжения Саксаганского и Восточного надвигов и Диагонального сдвига, где они

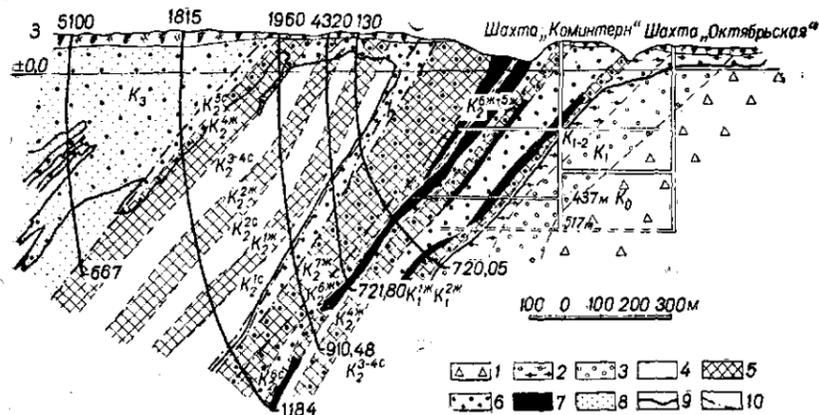


Рис. 54. Геологический разрез по линии V—V рудника им. Октябрьской революции.

1 — амфиболиты ( $K_2$ ), 2 — горизонт тальковых сланцев ( $K_{1-2}$ ), 3 — породы нижней свиты ( $K_1$ ), 4 — сланцы ( $K_2$ ), 5 — железистые роговики и джеспилиты ( $K_2$ ), 6 — зона гипергенного изменения пород, 7 — руда, 8 — породы верхней свиты ( $K_3$ ), 9 — граница зоны гипергенного изменения пород, 10 — тектонические нарушения.

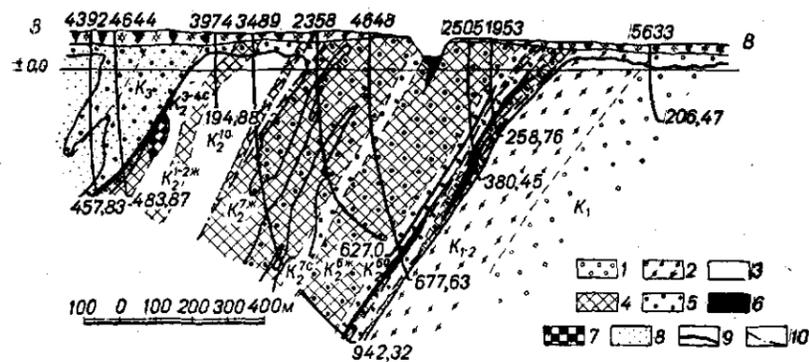


Рис. 55. Геологический разрез по линии IV—IV, рудник им. Фрунзе.

1 — породы нижней свиты ( $K_1$ ), 2 — горизонт тальковых сланцев ( $K_{1-2}$ ), 3 — сланцы ( $K_2$ ), 4 — железистые роговики и джеспилиты ( $K_2$ ), 5 — зона гипергенного изменения пород, 6 — маргитовая руда, 7 — магнетитовая руда, 8 — породы верхней свиты ( $K_3$ ), 9 — граница зоны гипергенного изменения пород, 10 — тектонические нарушения.

прослеживаются на глубину свыше 1200 м. Перерыв между четвертой и пятой глубинными зонами выражен нечетко. Неокисленные породы в перерыве были встречены целым рядом скважин в V железистом горизонте на глубине 500 м, в VI

сланцевом горизонте на глубине 450—460 м и в VI железистом горизонте на глубине 250—350 м (рис. 47, 48).

Пятая глубинная зона окисления пород расположена на юге Саксаганской полосы в районе рудников им. К. Либкнехта, им. Кирова, им. Дзержинского. Протяженность зоны около 10 км при ширине, меняющейся от 500—600 м в северной ее части до 1000—1200 м в южной (рудник им. Дзержинского). Это наибольшая зона окисленных пород, которая занимает по площади около одной трети всей Саксаганской полосы (рис. 46, 47). Для пятой глубинной зоны характерно глубокое изменение пород гипергенными процессами как в синклинальной, так и в антиклинальной структурах. Северная половина зоны в районе рудников им. К. Либкнехта и им. Кирова представлена двумя полосами окисленных пород, расположенными параллельно друг другу.

*Восточная полоса* приурочена к железистым и сланцевым горизонтам синклинальной структуры. Восточная граница этой полосы проходит по IV железистому горизонту, а западная вдоль Саксаганского надвига. В пределах восточной полосы окисление наиболее интенсивно развито в породах V и VI железистых горизонтов и VI сланцевого горизонта. Скважины, пройденные до глубины 1000 м, не встретили перехода к неокисленным породам. Глубина развития гипергенных процессов пока остается не установленной (рис. 56, 57).

Восточнее первой полосы на железистых и сланцевых горизонтах развита кора выветривания площадного типа. Мощность зоны окисленных пород в I и II железистых горизонтах крайне различна. Если в I железистом горизонте окисленные породы не встречаются глубже 80—140 м, а иногда развиты только до глубины 30—40 м, то для II железистого горизонта, по данным буровых скважин, окисленные мартитовые роговики развиты до глубины 250—300 м. Сланцевые горизонты наиболее сильно изменены на контактах с железистыми и в зонах тектонических нарушений.

*Западная полоса* окисленных пород охватывает железистые и сланцевые горизонты, расположенные в антиклинальной структуре района, и приконтактную полосу пород верхней свиты (рис. 56, 57). Значительное развитие окисленных пород в пределах Западной полосы связано со сложной разрывно-блоковой структурой. В районе рудника им. Кирова породы, расположенные западнее Саксаганского надвига, разбиты на отдельные блоки многочисленными поперечными и диагональными разрывами, по которым они смещены на различное расстояние. Очевидно, этим и следует объяснить тот факт, что глубина распространения линейной зоны окисления на этих участках не установлена наиболее глубокими скважинами.

I и II железистые горизонты затронуты процессами окисления на значительную глубину лишь на участках развития

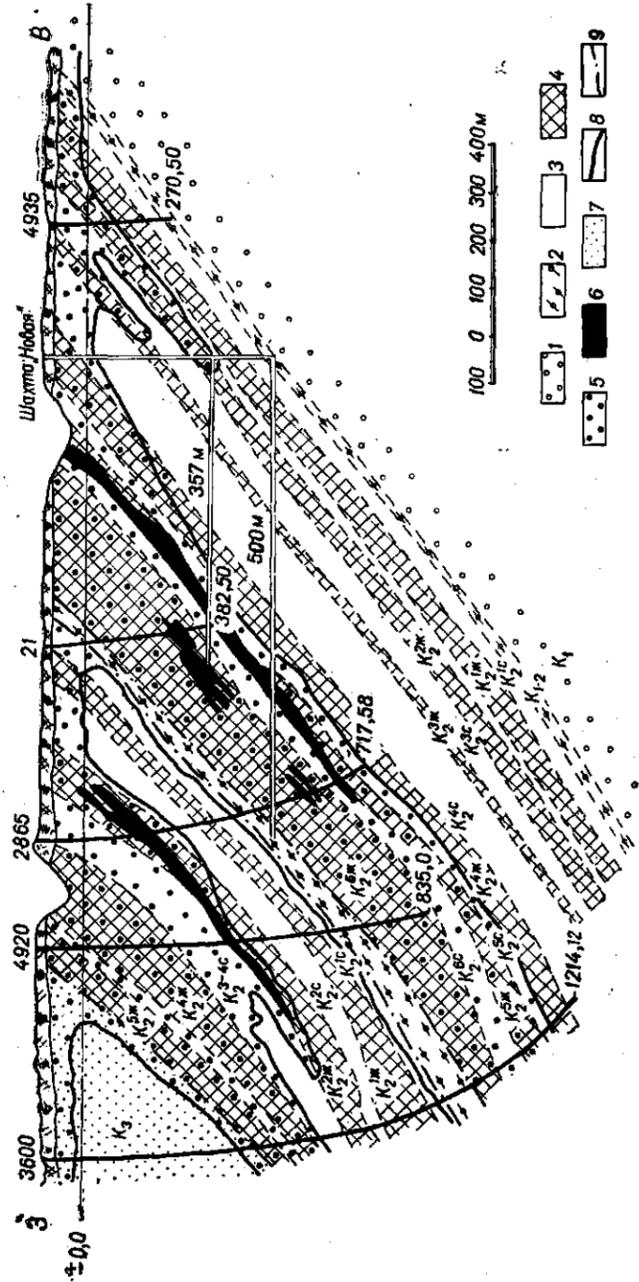


Рис. 56. Геологический разрез по линии VII—VII, рудник им. К. Либкнехта.

1 — породы нижней свиты ( $K_1$ ), 2 — горизонт тальковых сланцев ( $K_{1-2}$ ), 3 — сланцы ( $K_2$ ), 4 — железистые роговики и амфиболиты ( $K_2$ ), 5 — зона гипергенного изменения пород, 6 — руда, 7 — породы верхней свиты ( $K_3$ ), 8 — граница зоны гипергенного изменения пород, 9 — тектонические нарушения.

складчатых или разрывных структур. Процессы окисления в породах II железистого горизонта развиты на большую глубину, чем в породах I железистого горизонта. Процессы выветривания в III и IV сланцевых горизонтах проявляются только на контакте с железистыми горизонтами.

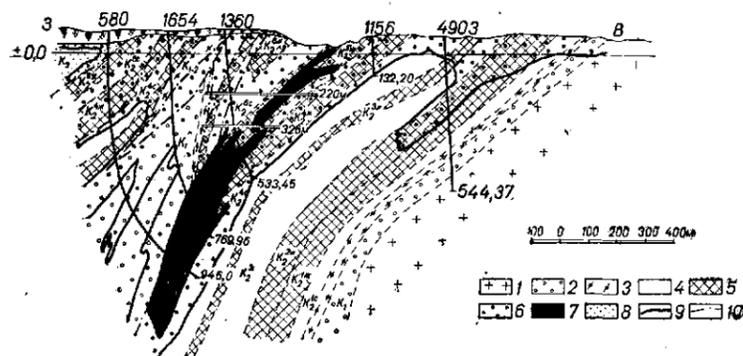


Рис. 57. Геологический разрез по линии VIII—VIII, рудник им. Кирова.

1 — граниты, 2 — породы нижней свиты ( $K_1$ ), 3 — горизонт тальковых сланцев ( $K_{1-2}$ ), 4 — сланцы ( $K_2$ ), 5 — железистые роговики и джеспилиты ( $K_2$ ), 6 — зона гипергенного изменения пород, 7 — руда, 8 — породы верхней свиты ( $K_3$ ), 9 — граница гипергенного изменения пород, 10 — тектонические нарушения.

В районе рудника им. Кирова Восточная и Западная полосы сливаются в одну мощную зону шириной до 1000—1100 м, которая южнее, на руднике им. Дзержинского, постепенно сужаясь, переходит в площадную кору выветривания, мощность которой не превышает 150—170 м. Зона окисления в синклинальной структуре Саксаганской полосы распространяется здесь до глубины замыкания синклинальной складки и заканчивается в породах IV железистого горизонта (рис. 58, 59).

Наблюдающееся развитие гипергенного процесса в породах криворожской серии до глубины 1300—1500 м и более было обусловлено, по нашему мнению, сочетанием ряда факторов, как-то: особенностями геологического строения, структуры и минерального состава пород и длительностью континентальных условий существования района. Роль особенностей геологического строения пород криворожской серии отчетливо видна, если мы сравним глубину развития коры выветривания в криворожских породах с глубиной выветривания вмещающих кристаллических пород — гранитов, мигматитов. Мощность зоны выветривания последних достигает максимум первых десятков метров. Резкое увеличение глубины выветривания пород криво-

ржской серии в сравнении с вмещающими магматогенными породами, очевидно, находится в прямой зависимости от особенностей геологического строения.

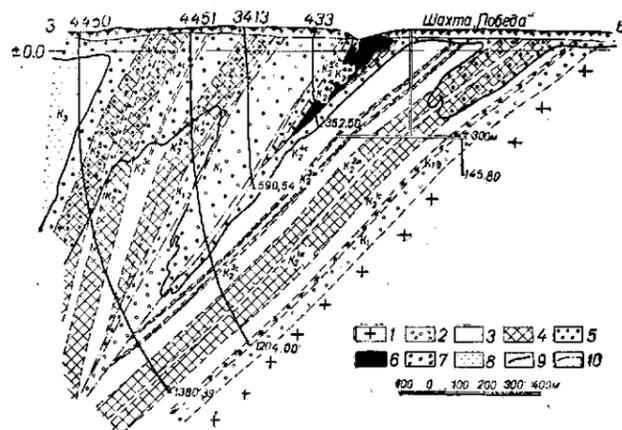


Рис. 58. Геологический разрез по линии IX—IX. рудник им. Дзержинского.

1 — породы нижней свиты ( $K_1$ ), 2 — горизонт тальковых сланцев ( $K_{1-2}$ ), 3 — сланцы ( $K_2$ ), 4 — железистые роговики и джеспилиты ( $K_2$ ), 5 — зона гипергенного изменения пород, 6 — руда, 7 — горизонт тальковых сланцев ( $K_{1-2}$ ), 8 — породы верхней свиты ( $K_3$ ), 9 — граница зоны гипергенного изменения пород, 10 — тектонические нарушения.

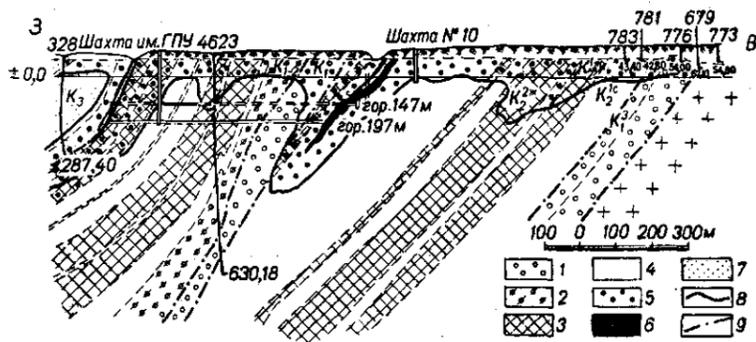


Рис. 59. Геологический разрез в районе рудника им. Ильича.

1 — породы нижней свиты ( $K_1$ ), 2 — горизонт тальковых сланцев ( $K_{1-2}$ ), 3 — железистые роговики и джеспилиты ( $K_2$ ), 4 — сланцы ( $K_2$ ), 5 — зона гипергенного изменения пород, 6 — руда, 7 — породы верхней свиты ( $K_3$ ), 8 — граница зоны гипергенного изменения пород, 9 — тектонические нарушения.

Криворожская серия сложена грубо и тонкослоистыми породами, смятыми в крупные складки, осложненные многочисленными мелкими изгибами и разрывными нарушениями, и явля-

ется более проницаемой для поверхностных вод, чем вмещающие массивные магматогенные породы. Однако и в пределах развития криворожской серии глубина зон окисления весьма различна и зависит от тектонической подготовки пород.

В Саксаганской полосе наиболее глубокие зоны интенсивного окисления пород приурочены к участкам поперечных изгибов Саксаганской синклинали.

Эти поперечноскладчатые пояса, как показано нами выше, нарушают плоскопараллельное залегание пород и захватывают два, три, а иногда и четыре, железистых горизонта, входящих в состав Саксаганской синклинали. В зонах развития поперечной складчатости выделяются еще более узкие участки, различные по своей водопроницаемости, что обуславливает активную циркуляцию вод. Как показало структурное картирование, к наиболее проницаемым относятся участки:

- 1) с развитой поперечной мелкой складчатостью открытого типа, тесно связанной с крупными пологими изгибами или флексурами;

- 2) с развитой изоклиальной складчатостью в тех местах, где она осложнена открытыми складками;

- 3) сочетания открытой складчатости с разрывами и зонами смятий;

- 4) развития поперечных смещений типа сбросов, вследствие чего иногда образуются блоковые структуры;

- 5) сгущения поперечных трещин и грубого кливажа разлома и кливажа растяжения.

При изучении водопроницаемости джеспилитов нами были проведены эксперименты, которые показали, что вода просачивается по трещинам напластования и мелким секущим трещинкам. Для эксперимента изготовлялись пластинки из джеспилита перпендикулярно слоистости толщиной 5—6 мм. Последние закреплялись в специальном патроне, который присоединялся к металлическому стакану. При толщине пластинки 5—6 мм фильтрация раствора через нее наступила при давлении воды в 5—6 атм.

Кристаллические породы Саксаганской полосы водопроницаемы только из-за наличия трещиноватости. Наиболее трещиноваты джеспилиты и железистые роговики. При вскрытии пород горными выработками из трещин часто под большим давлением выбрасывается огромное количество воды.

Большую роль в развитии гипергенных процессов сыграли также крупные разрывные нарушения. На участках развития последних, например в районе рудника им. Кирова и южнее рудника им. Ильича, зона окисления развита на глубину более 600 м.

При наличии узлов складчато-разрывных структур, создавших повышенную проницаемость пород, огромное значение для развития глубинных зон окисления имели условия длительного

континентального режима района. Анализ палеогеографических особенностей Украинского кристаллического щита и Воронежского горста показывает, что континентальные условия существования Криворожского района, по-видимому, длились в течение протерозоя, палеозоя и мезозоя. Если в эти эпохи и возникали континентальные осадки, то они едва ли могли быть значительными и к тому же в последующее время были полностью разрушены и снесены.

Развитие коры выветривания характеризовалось, по-видимому, крайней неоднородностью; и, вероятно, в свое время кора выветривания занимала более обширные площади, как это видно сейчас на примере Курской магнитной аномалии. Однако вследствие интенсивной эрозии до наших дней сохранились лишь корни глубинных зон окисления, уходящих на значительные глубины по относительно узким смятым тектоническим зонам. Если на территории КМА имеются участки, где располагаются морские осадки девона и карбона и, как установлено А. А. Дубянским (1957), к этому времени закончилось формирование коры выветривания, то для Кривого Рёга процессы гипергенеза длились до третичного времени.

Судя по данным определения абсолютного возраста пород, Криворожский район после окончания складчато-метаморфических процессов около 1500 млн. лет находился в условиях континентального режима.

Формирование глубинных зон окисления в докембрии, по-видимому, проходило в условиях постепенного понижения базиса эрозии. При этом снижение уровня грунтовых вод должно было значительно опережать развитие эрозионных процессов, так как в противном случае продукты коры выветривания не сохранились бы. Ясно, что периоды усиления тектонической деятельности не благоприятны для образования древней коры выветривания и наоборот, периоды выравнивания рельефа, денудация являются необходимым условием ее развития. Только в случае спокойного рельефа создаются наиболее благоприятные условия для инфильтрации поверхностных вод в толщу железистых пород.

По всей вероятности, в докембрии произошло значительное опускание района, так как данные палеогеографии Украинского кристаллического щита говорят о том, что начиная с кембрия базис эрозии существенно не отличался от современного. Опускание района, естественно, привело к захоронению глубинных зон окисленных пород. В последующее палео-мезо-кайнозойское время эрозионные процессы смывали в основном образования площадной коры выветривания, но слабо затрагивали глубинные зоны окисленных пород, которые, по всей вероятности, все более расширялись и развивались.

Таким образом, благоприятные особенности геологического строения Саксаганской полосы, длительность континентальных

условий существования района и, вероятно, повышенные в докембрии абсолютные отметки района с резко пониженным базисом эрозии обусловили интенсивное развитие гипергенных процессов на большую глубину.

#### Процессы гипергенеза в породах и рудах

Как видно из описания зон глубинного окисления пород, гипергенез проявился в различных породах всех стратиграфических горизонтов, слагающих среднюю свиту. Сланцевые горизонты при некоторых различиях минерального состава имеют между собой много общего. Главными метаморфическими минералами сланцев являются: кварц, биотит, хлорит, амфиболы типа куммингтонита, магнетит, карбонат, серицит, реже гранат, хлоритоид и акцессорные — циркон, апатит, турмалин.

Горизонты железистых роговиков по минеральному составу имеют более четкие различия и их можно разделить на две группы: первая группа — I, III, IV и VII железистые горизонты — и вторая группа — II, V и VI железистые горизонты.

Главные минералы железистых роговиков первой группы — магнетит, кварц, амфиболы типа куммингтонита, биотит, магнетитно-железистые карбонаты. Главные минералы железистых роговиков второй группы — кварц, магнетит и гематит; остальные минералы — стильномелан, карбонаты и амфиболы имеют подчиненное значение. Лепидомелан обычно связан с прослоями магнетита. Кроме того, в VI железистом горизонте на значительной протяженности (от рудника им. Ленина до рудника им. К. Либкнехта) местами развиты эгирин, железистый карбонат, сине-зеленая слюдка и щелочной амфибол, менее развиты пирит и апатит.

Минералы, слагающие породы сланцевых и железистых горизонтов, в условиях гипергенеза неодинаково устойчивы. Одни минералы легко поддаются разрушению, другие сохраняются и в глубоко измененных породах. Поэтому метаморфические и гидротермальные минералы по устойчивости в зоне гипергенеза можно разделить на три группы: 1) неустойчивые или легко разлагающиеся — эгирин, железистые карбонаты и амфиболы; 2) относительно устойчивые — слюды, хлориты, магнетит, пирит; 3) устойчивые — кварц, гематит, апатит.

Эгирин в зоне гипергенеза самый неустойчивый минерал, он замещается обычно дисперсными окислами железа в смеси со вторичным кварцем; иногда содержатся также мелкозернистые карбонаты.

Сравнение химического состава эгирина и продуктов, замещивших его, указывает на вынос Na и незначительно — Ca, Mg, на небольшое увеличение кремнезема, окислов железа и потерь при прокаливании. Наличие в химическом составе выщелоченного эгирина FeO может быть связано с включением магнетита или сидерита.

Карбонаты, являющиеся по химическому составу железистыми, в условиях гипергенеза разрушаются вслед за эгирином. По карбонатам развивается обычно кристаллический гетит и дисперсный гематит; нередко на месте карбонатов образуются поры.

Амфиболы типа куммингтонита или родузита в условиях гипергенеза также являются неустойчивыми минералами, при этом первый разрушается легче, чем второй. Амфиболы типа куммингтонита обычно замещаются дисперсными буро-красными окислами железа, кварцем, реже карбонатом; наблюдаются также случаи замещения хлоритом типа афросидерита. Замещение амфибола вторичными продуктами почти всегда приводит к образованию псевдоморфоз. Случаи изменений щелочного амфибола наблюдаются более редко; вторичными продуктами являются также хлорит, кварц, карбонат и дисперсные окислы железа. Разложение амфиболов и замещение их дисперсными окислами железа и кварцем свидетельствует о выносе оснований. Из раствора  $\text{SiO}_2$  обычно выпадает в виде вторичного кварца.

Слюды типа биотита, лепидомелана в зоне гипергенеза являются более устойчивыми, чем амфиболы и карбонаты. Продуктами гипергенных изменений слюд в начальной стадии являются гидрослюды и хлориты; конечным продуктом разложения магнезиально-железистых слюд является смесь тонкодисперсных частиц буро-красных окислов и гидроокислов железа с глинистыми минералами; среди последних оптически и термическим методами обычно устанавливается каолинит.

Хлориты, по химическому составу относящиеся к магнезиально-железистым разновидностям, независимо от того, являются ли продуктами метаморфизма или изменения амфиболов и слюд в условиях гипергенеза, разрушаются с образованием глинистых минералов и дисперсных окислов и гидроокислов железа.

Магнетит, в зонах гипергенеза замещается обычно гематитом (мартитом); в редких случаях, как это было отмечено А. С. Поваренных (1952), магнетит замещается гетитом. Развитие мартита по магнетиту получило название процесса мартитизации. Мартитизация магнетита наступает после того, как карбонаты и амфиболы в породах нацело разложены. Переход магнетита в мартит происходит в период разложения хлоритов или до окисления последних.

Пирит в породах содержится обычно в виде вкраплений единичных зерен. В гипергенных условиях он также оказывается более устойчивым, чем эгирин, карбонаты и амфиболы. Замещается пирит обычно гидроокислами железа.

Гематит, а также апатит в зоне гипергенеза очень устойчивы, и их изменения почти не наблюдаются.

Кварц, образующий в породах железистых и сланцевых горизонтов макро- и микропрослои, иногда прожилки, в условиях гипергенеза является весьма устойчивым и лишь в некоторых случаях замещается дисперсными окислами и гидроокислами железа.

В условиях наиболее интенсивного развития гипергенных процессов, когда неразложившимися минералами остаются кварц и окислы железа, кварц оказывается менее устойчивым, чем мартит и начинает интенсивно выщелачиваться. Минералы, возникающие при гипергенном процессе, образуют обычно псевдоморфозы по замещаемым минералам (мартит, хлориты по биотиту, хлорит, карбонат, кварц и дисперсные окислы железа по амфиболам). Кроме метасоматического и псевдоморфного развития супергенные минералы образуют прожилки.

Наиболее распространены прожилки гетита, что связано с высокой железистостью выветриваемых пород. Кроме прожилков гетита, наблюдаются прожилки глинистых минералов (каолинита и др.), которые обычно секут лимонитизированные породы.

Наблюдаются также прожилки карбоната. В редких случаях встречаются прожилки гипергенного кварца.

При гипергенном процессе в породах криворожской серии в связи с неодинаковой устойчивостью метаморфических минералов иногда устанавливается, хотя и не всегда четко, зональность.

В схеме можно выделить три зоны.

Первая зона характеризуется разложением почти всех метаморфических минералов с полным выносом оснований и на отдельных участках кремнезема; накоплением глинозема и гидроокислов железа. Из первичных минералов присутствуют наиболее устойчивые — кварц и гематит. Породы первой зоны пористые, иногда полурыхлые, рыхлые и даже сыпучие.

Во второй, нижней, зоне наблюдается вынос щелочных и щелочноземельных элементов, входящих прежде всего в эгирин, амфиболы и карбонаты. Из слюд, граната и хлоритов эти элементы удаляются в последнюю очередь. Из вторичных минералов в этой зоне развиты хлорито-гидрослюдистые минералы, окислы и гидроокислы железа, встречающиеся обычно в виде псевдоморфных образований по первичным силикатам — слюдам и амфиболам. Из первичных минералов сохраняется кварц, реликты магнетита и пирита.

Третья зона характеризуется наименьшим изменением первичных пород. Из вторичных минералов здесь наиболее развиты карбонат и хлорит, псевдоморфно образующиеся по биотиту и амфиболам. Вторичные окислы железа имеют незначительное распространение, а магнетит едва затронут мартитизацией. Ниже этой зоны распространяются породы, незатронутые окислением.

Картина зональности в полевых условиях устанавливается, но с большим трудом. Это связано с тонкополосчатым строением пород, различным минеральным составом полос, с неравномерной зернистостью, пористостью и трещиноватостью.

Изложенный материал позволяет прийти к выводу, что все породообразующие элементы в условиях гипергенеза проявляют миграционную способность, в том числе и наиболее инертные трехвалентное железо и алюминий. Наибольшей подвижностью обладают натрий, кальций, магний, калий. Подвижность кремнезема, как указывалось Б. Б. Польшовым (1956), зависит от формы его нахождения (в форме силикатов или кварца). Соотношение гипергенных минералов с метаморфическими, а также тот факт, что полурыхлые породы коры выветривания не несут никаких следов воздействия метаморфических и тектонических процессов, указывают на то, что глубинные зоны окисления Саксаганской полосы возникли и развивались после окончания всех процессов складчатости и метаморфизма.

По указанным причинам никак нельзя согласиться с мнением Л. И. Мартыненко о межформационном положении коры выветривания, т. е. в перерыве между отложениями пород средней железорудной и верхней сланцевой свит.

#### Изменение карбонатов и силикатов («окраскование»)

Замещение эгирина, карбонатов, амфиболов, биотита, хлоритов и других минералов в гипергенных условиях дисперсными окислами и гидроокислами железа в Криворожском железорудном бассейне издавна получило название процесса «окраскования».

«Окраскование» пород криворожской серии в Саксаганском районе развито неравномерно, с заметной возрастающей интенсивностью с севера на юг. На юге, в районе рудников им. Ильича, им. Дзержинского и им. Кирова, где разложение железистых силикатов и карбонатов развито наиболее широко, образуются в больших количествах гетито-гематитовые и гетито-гематито-мартитовые руды.

Процессы «окраскования» наиболее интенсивно развиты в IV железистом и сланцевом горизонтах и в V сланцевом горизонте на юге Саксаганской полосы. По всему простиранию Саксаганской полосы интенсивно окислен на значительную глубину VI роговиково-сланцевый горизонт. Остальные сланцевые горизонты «окраскованы» только непосредственно у поверхности на глубину 25—30 м и узкой полосой на контакте с железистыми горизонтами, а также в зонах разрывных нарушений.

Интенсивные процессы «окраскования» пород развиты только в пределах центральной части Саксаганской синклинали структуры. Ширина полосы «окраскования» пород в Саксаганском районе не превышает 700—800 м, местами уменьшается

или совсем исчезает. По простиранию она протягивается на 40 км от шахты им. Ильича на юге до шахты «Красный партизан» на севере.

Таким образом, «окраскование» — явление локальное, возникшее в условиях наиболее развитой тектонической деформации и тесно связанное с узлами поперечной складчатости.

В связи с широким развитием процессов «окраскования» особое значение приобретает изучение продуктов разложения железистых силикатов и карбонатов — глинистых минералов, дисперсных окислов и гидроокислов железа.

#### Образование глинистых минералов

Вопрос о минеральном составе глинистой массы гетито-гематитовых руд и вмещающих пород является мало изученным, хотя имеет важное теоретическое и практическое значение. Глинистые минералы в гетито-гематитовых рудах, сланцах и роговиках встречаются в виде: 1) чистых агрегатных скоплений, не содержащих рудных минералов; 2) глинисто-железистой массы, состоящей из агрегатных скоплений глинистых минералов, импрегнированных тонкодисперсным гематитом; 3) жильных образований, представленных в основном глинистыми минералами.

Минеральный состав глинисто-железистой массы гетито-гематитовых руд исследовался в нерастворимом остатке, который получали избирательно растворяя рудные минералы из гетито-гематитовых руд.

При исследовании в иммерсионных препаратах нерастворимого остатка гетито-гематитовых руд и вмещающих пород наблюдалась в большинстве случаев пестрая, чрезвычайно неоднородная минеральная масса, преобладающие минералы которой — каолинит, гидрослюда и кварц. В подчиненном количестве встречаются (нередко вовсе отсутствуют) галлуазит и монтмориллонит.

Химический состав силикатной части гетито-гематитовых руд, сланцев и роговиков приведен в табл. 64. Как видно из таблицы, содержание  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{H}_2\text{O}^+$  в гетито-гематитовых рудах силикатного и глиноземистого типов (№ 1—6) более или менее постоянное, а отношение  $\text{Al}_2\text{O}_3$  к  $\text{SiO}_2$  изменяется в пределах 1:2 до 1:2,56 и лишь в единичном случае 1:3 (в молекулярных количествах).

Минералогические пересчеты (вес. %) химических анализов в силикатной части гетито-гематитовых руд, сланцев и роговиков (табл. 65, контроль в иммерсионных препаратах) показывают широкое распространение в гетито-гематитовых рудах каолинита и гидрослюда, процентное содержание которых изменяется в пределах 79,1—90,0%; галлуазита 4,8—9,8%; шреттерита 3,5—6,7%. Постоянно в силикатной части гетито-гематитовых руд содержится кварц (4,10—15,03%).

Таблица 64

№	№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сумма
1	3-К	55,25	0,20	32,30	0,50	0,21	12,00	100,46
2	30	51,34	He опр.	36,56	He опр.	He опр.	12,08	99,98
3	2-Б	50,86	"	34,22	"	"	14,92	100,00
4	4-Б	50,40	0,12	36,28	0,50	0,14	12,70	100,14
5	27	47,44	He опр.	39,96	He опр.	He опр.	12,62	100,02
6	35	47,28	"	39,60	"	"	12,86	99,74
7	14-К	79,55	0,04	12,94	0,62	0,14	6,44	99,73
8	20-К	78,66	0,20	15,62	0,38	0,29	3,92	99,89
9	5-К	73,31	0,29	15,93	1,16	0,07	7,67	98,43
10	1-К	67,36	0,03	23,64	0,38	0,23	9,00	100,64
11	30-К	58,34	0,19	28,31	0,77	0,25	11,97	99,83

Таблица 65

№ пробы	Глинистые минералы				Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :SiO <sub>2</sub> (в молекулярных количествах)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>
	Каолинит и гидрослюда	Галлуазит	Шреттерит	Кварц		
3-К	79,08	5,89	—	15,03	1: 2,91	1:2,10
30	86,25	—	3,50	10,25	1: 2,38	1:1,88
25	63,68	27,51	—	8,81	1: 2,53	1:2,47
4-Б	92,16	—	0,63	7,21	1: 2,36	1:1,98
27	87,33	—	6,71	5,96	1: 2,02	1:1,79
35	90,04	—	5,09	4,87	1: 2,02	1:1,85
14-К	20,13	20,52	—	59,35	1:10,50	1:2,83
20-К	25,88	—	7,85	66,27	1: 8,56	1:1,42
5-К	27,45	22,15	—	50,40	1: 7,82	1:2,73
1-К	57,24	7,18	—	35,58	1: 4,87	1:2,16
30-К	58,22	20,10	—	21,68	1: 3,49	1:2,39

Примечание. При пересчетах за 100% принимались молекулярные количества трех компонентов: SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>, остальные в расчет не принимались.

Содержание каолинита в гетито-гематито-мартиновых и гетито-гематитовых рудах роговикового типа значительно ниже вследствие увеличения содержания кварца и галлуазита. Пересчет на минеральный состав показал, что чистые разности глинистых агрегатов, распространенные в гетито-гематитовых рудах в виде линз, прожилков и гнезд среди рудной массы, по составу ничем не отличаются от глинисто-железистой массы руд и вмещающих пород.

Изучение в шлифах обезжелезненных образцов показало, что они представлены каолинитом и гидрослюдами. Структура петельчато-сростковая или сетчатая, сильно пористая. Среди

общего глинистого поля шлифа петельчато-сросткового строения часто наблюдались ориентированные по слоистости или секущие прожилки, линзы или гнездовидные участки сплошной структуры, представленные каолинитом и гидрослюдой. Это та чистая разновидность глинистых минералов, которая повсеместно наблюдается в гетито-гематитовых рудах даже макроскопически. Сохранившаяся плотная или сплошная структура указывает на отсутствие здесь импрегнировавших ее рудных минералов (табл. XXII, Б).

На основании изложенного можно сделать вывод, что каркас гетито-гематитовых руд представлен глинистой (каолинито-гидрослюдистой) массой, которая пропитана рудными минералами. Удаление рудных минералов не нарушает структуры каркаса гетито-гематитовых руд, а лишь влияет на увеличение его пористости (табл. XXV, А).

Выход относится только к гетито-гематитовым рудам, образовавшимся за счет сланцев, так как руды роговикового типа при удалении рудных минералов превращаются в порошокватую массу, состоящую в основном из кварца.

Результаты спектрального анализа силикатной части гетито-гематитовых руд, сланцев и роговиков показывают наличие элементов, которые не устанавливаются обычно в исходных пробах (олово, бериллий, галлий, иттрий, сурьма, цирконий). Это объясняется тем, что минералы, в состав которых входят указанные элементы, настолько рассеяны в исходном сырье, что их содержание ниже чувствительности спектрального анализа. Связаны они с силикатной частью гетито-гематитовых руд, а не с рудными минералами, что доказывается спектральным анализом рудных фракций руд.

Дифференциальные кривые нагревания силикатной части гетито-гематитовых руд и вмещающих пород наглядно показывают неоднородность состава анализируемых проб (см. рис. 16, 17, 20). Результаты термического анализа (°С) сведены в табл. 66.

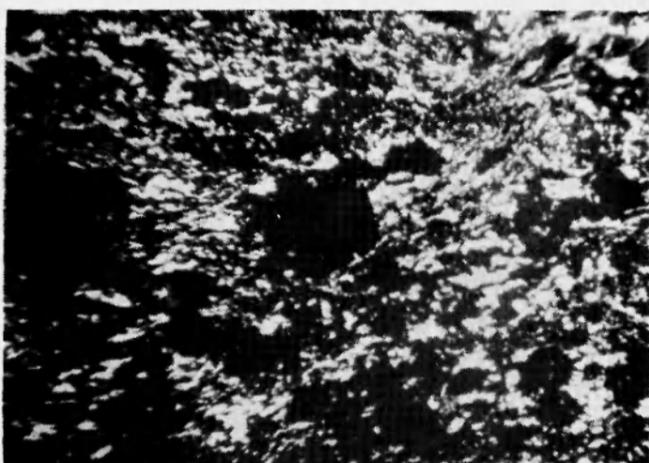
Гетито-гематитовые руды и вмещающие породы по минеральному составу силикатной части в соответствии с характером кривых нагревания можно разделить минимум на семь групп.

*К первой группе* относятся руды и вмещающие породы, у которых глинистая часть представлена каолинитом (пробы 3-Б, 16261, 6-Б, 27-К, 5-Б, 28-К; рис. 16).

*Вторая группа* характеризуется более сложным минеральным составом, однако каолинит еще преобладает среди других глинистых минералов (пробы 211 обр., 1-К, 3-Т; рис. 16, 17).

*Третья группа* (пробы 3-К, 12-К, 6-К; рис. 16) показывает еще более сложный минеральный состав силикатного остатка гетито-гематитовых руд. Хотя каолинит здесь также преобладает, но по количеству уступает пробам предыдущих групп. Это выражено в менее четком и менее интенсивном проявле-

ТАБЛИЦА XXV



А



Б

А — контакт гетито-гематитовой руды (слева) с ее обезжелезненной частью (справа); белое: каолинит, гидрослюда; черное: слева — рудные минералы, справа — пустоты после растворения рудных минералов; шлиф,  $\times 80$ , николи параллельны.

Б — раскристаллизация эренвертита (темно-серое) с образованием гидрогетита (светло-серое) и гетита (белое); аншлиф,  $\times 320$ .

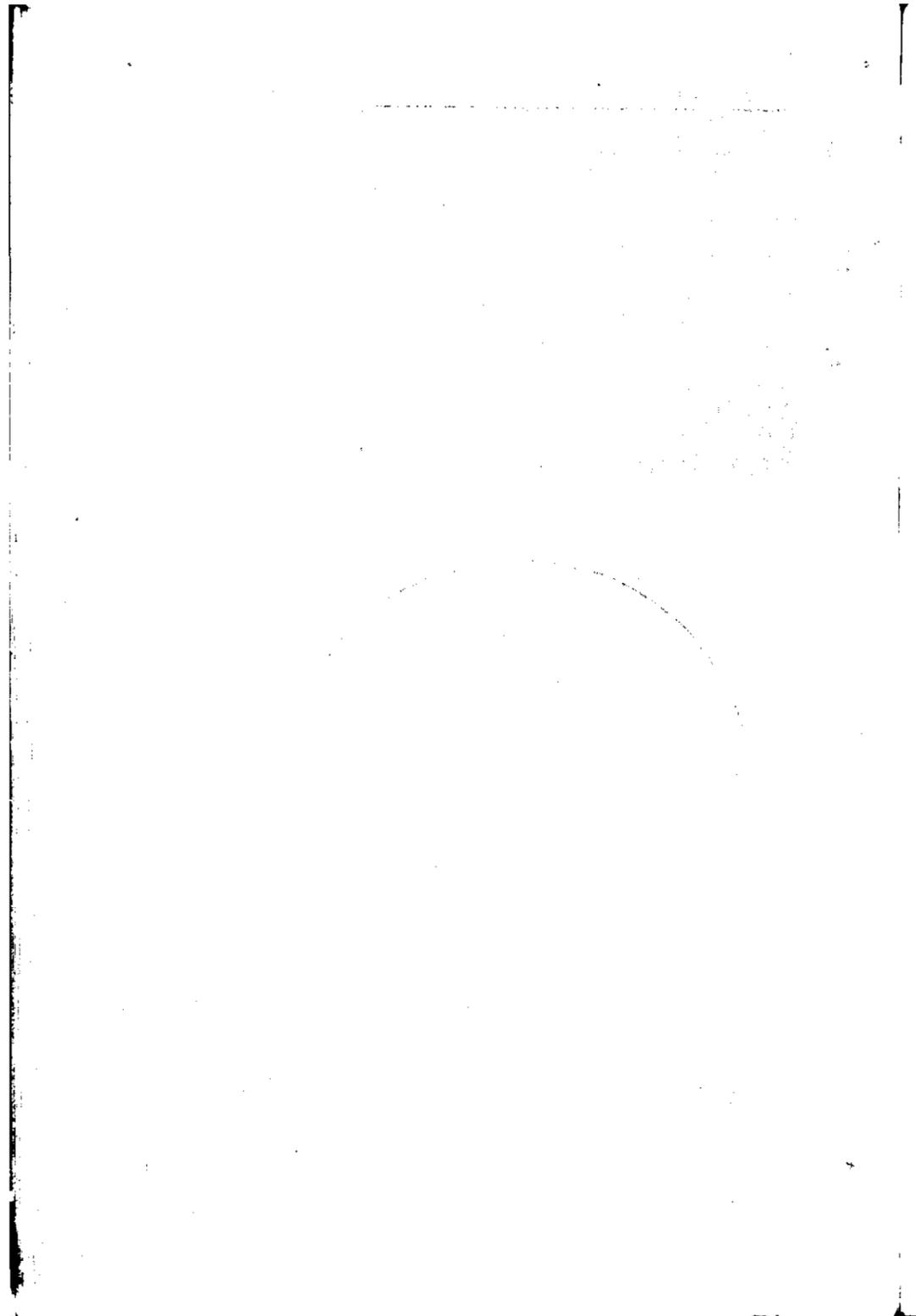


Таблица 66

№ пробы	Эндотермические эффекты						Экзотермические эффекты					
	I	II	III	IV	V	VI	I	II	III	IV	V	VI
6-Б	—	—	360	580	—	—	970	—	—	410	—	—
27-К	110	—	—	570	—	—	980	—	—	—	—	—
5-Б	—	230	—	570	—	—	960	—	—	450	350	—
28-К	120	240	—	570	—	—	970	—	—	450	—	—
16261	110	—	—	570	—	—	960	—	—	—	—	—
4-Б	120	—	—	570	620	—	1000	—	—	—	—	—
3-Т	—	—	—	580	—	—	950	—	—	—	350	—
Жильные образования 211 обр.	120	—	—	580	—	—	980	—	—	—	—	—
	120	250	450	570	—	—	950	—	—	—	—	—
1-К	130	220	370	590	—	—	980	—	—	410	300	—
			470									
2-Т	130	250	—	—	650	780	1000	—	—	480	—	190
3-К	120	240	450	570	—	790	980	—	—	—	—	—
						770						
12-К	90	250	460	580	—	800	970	—	—	—	—	170
						870						
19-К	100	250	450	570	—	770	940	—	670	—	280	110
						870						
4-Б	50	240	480	570	—	910	920	880	690	—	—	—
						910						
20-К	100	210	—	570	—	—	970	730	—	480	—	—
35-К	—	240	400	590	—	700	960	—	—	440	340	—
13-К	80	220	—	550	—	750	—	810	—	450	380	—
2-К	130	250	—	570	—	—	970	—	—	—	—	—
53-К	160	—	—	570	640	—	970	—	—	—	—	—
91-К	—	240	—	570	—	760	970	—	—	—	380	—
33-К	180	270	—	540	630	750	960	—	—	440	—	—
				520								
96-К	—	—	—	570	—	—	980	—	—	—	—	—
				570								
6-Т	130	—	—	600	—	—	980	—	—	—	—	—
92-К	170	—	—	580	—	—	980	—	—	—	—	—

нии каолиновых пиков. Эндотермический эффект при температуре 750—800° соответствует примеси монтмориллонита.

Четвертая группа (пробы 4-Б, 19-К, 30-К; рис. 16) характеризуется наряду с эффектами глинистых минералов (каолинита, галлуазита) ясно выраженным экзотермическим эффектом сидерита, отсутствующим на термограммах предыдущих групп. Эндотермический эффект каолинита—галлуазита при температуре 570—600° непосредственно переходит в экзотермический сидеритовый пик с температурой проявления 670—700°.

Пятая группа (пробы 20-К, 35-К, 13-К; рис. 16) характеризуется резко выраженным интенсивным экзотермическим эффек-

том в области температур 440—480° и различным соотношением в пробах каолинита и кварца, что приводит к отсутствию экзотермического эффекта каолинита.

*Шестая группа* (пробы 2-К, 53-К, 91-К, 33-К и 96-К; рис. 17) характеризуется резким эндотермическим эффектом в температурном интервале 570—580°, возникающем в результате перехода  $\alpha$ -кварца в  $\beta$ -кварц.

*Седьмая группа* (пробы 6-Т, 92-К; рис. 20) характеризует руды, силикатная часть которых представлена галлуазитом или смесью небольшого количества каолинита и монтмориллонита (проба 23-Т, рис. 20). Пробы 14-Т и 33-Т (рис. 26, 36) характерны преобладанием серицита с примесью монтмориллонита.

Таким образом, дифференциальные кривые нагревания силикатной части гетито-гематитовых руд указывают на широкое и повсеместное распространение каолинита. Типичный галлуазит встречается в преобладающих количествах только в двух пробах. Большинство термограмм регистрирует уход межпакетной, или межслоевой, воды при температуре 240—250°; это вода, вероятно, связана с галлуазитом или гидрослюдой типа иллита. Резко выраженные эндотермические пики в области температур 440—480° и экзотермический эффект при температуре 690—700° связаны, вероятно, с преобразованием тонкодисперсного сидерита.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Глинисто-железистая масса гетито-гематитовых руд представлена каолинитом и гидрослюдой в тонкой смеси с рудными минералами. В подчиненных количествах встречены другие разновидности глинистых минералов типа галлуазита, шреттерита, монтмориллонита.

2. Глинистая часть гетито-гематитовых руд является основой, или каркасом, несущим в себе рудные минералы.

3. Глинистая основа в гетито-гематитовых рудах образована в результате стадийного разрушения хлоритов, серицита и биотита. Указанные минералы в зависимости от pH среды и интенсивности процесса разложения переходили полностью или частично в каолинит. В зависимости от состава железистых хлоритов и участия в них отдельных компонентов образуются в разных количествах такие стадийные минералы, как галлуазит и монтмориллонит.

4. Чистая разновидность глинистых минералов, лишенная рудной импрегнации и хорошо просматриваемая в шлифах, по минеральному составу ничем не отличается от глинисто-железистой массы; она образовалась в более поздний период рудообразующих процессов путем отложения из растворов по трещинам и в порах уже существующих гетито-гематитовых руд. Подтверждением сказанного могут служить наблюдения в горных выработках и шлифах распределения глинистых выделений среди рудных минералов.

#### Образование мелкокристаллического и дисперсного гематита

Главными рудными минералами, входящими в состав гетито-гематитовых руд и широко развитыми во вмещающих породах, являются гематит и гидроокислы железа. Они находятся в различных количественных соотношениях в зависимости от минералогического вида гетито-гематитовых руд.

Я. Н. Белевцев (1951), Ю. Г. Гершойг (1955), И. И. Гинзбург (1955), Л. И. Мартыненко (1955), Н. П. Семенов (1955), Д. С. Коржинский (1956) и другие считают одним из главных рудобразующих минералов гетито-гематитовых руд и вмещающих пород дисперсный гематит, природа которого до настоящего времени остается дискуссионной. Указанные авторы утверждают, что дисперсный гематит в гетито-гематитовых рудах, роговиках и сланцах образовался в результате метасоматического замещения кварца роговиковых прослоев железом. Привнос железа осуществлялся одновременно с выщелачиванием кварца. За счет разложения железистых силикатов образовались гидроокислы железа, являющиеся второй составной частью гетито-гематитовых руд.

Проведенное изучение вещественного состава, структурных и текстурных особенностей гетито-гематитовых руд, сланцев и роговиков позволяет говорить о наличии в них наряду с дисперсным гематитом гематита мелкокристаллического. Последний связан различными взаимопереходами с гидроокислами железа, в то время, как дисперсный гематит, как правило, пропитывает глинистые минералы и реже наблюдается среди кварца.

Доказательством изложенного, в дополнение к результатам изучения шлифов, могут служить данные гранулометрического разделения руд на фракции. В тонкодисперсную фракцию с диаметром частиц 0,005 мм входят, как указано выше, главным образом глинистые минералы и дисперсный гематит, в подчиненных количествах дисперсные гидроокислы железа. По мере укрупнения фракции все больше обогащаются рудными минералами, и наконец в наиболее крупной фракции с диаметром частиц 0,1—0,05 мм концентрируются рудные минералы, отмытые от глинистых. Об этом свидетельствуют результаты химических анализов и кривые нагревания рудных фракций (см. рис. 19), а также данные выхода фракции в процентах от общей навески пробы (табл. 67).

Из таблицы видно, что рудные минералы крупной фракции гетито-гематитовых руд и пород занимают от 17,9 до 57,2% по отношению ко всей навеске пробы. Кривые нагревания (см. рис. 19) и рентгенограммы фракции с диаметром частиц 0,1—0,05 мм показывают (табл. 68, 69), что даже при наличии некоторого процента сростков крупная фракция в основном сложена гематитом и частично гидроокислами железа, т. е. мелкокристаллическими рудными минералами.

Таблица 67

№ пробы	Состав пробы	Размеры частиц, мм			
		< 0,005	0,005—0,01	0,01—0,05	0,05—0,1
3-Б	Руда гетито-гематитовая глиноземистого типа . . . . .	13,75	48,40	19,96	17,89
28-К	То же . . . . .	10,35	5,35	27,12	57,18
4-Б	Руда силикатного типа . . . . .	21,24	23,73	17,43	37,62
3-К	То же . . . . .	34,63	4,15	36,22	25,00
19-К	Руда роговикового типа . . . . .	26,92	26,32	27,84	18,92
14-К	То же . . . . .	22,83	19,83	5,46	52,38
15-К	То же . . . . .	14,32	27,55	24,18	33,83
1-К	Руда гетито-гематито-марти- товая . . . . .	21,77	9,75	12,66	55,85
23-Т	То же . . . . .	10,25	27,22	6,77	55,76
1-Б	Роговик гематитовый . . . . .	5,69	46,37	17,18	30,76
13-К	То же . . . . .	15,01	17,83	38,72	28,44
20-К	Сланец гетито-гематитовый . . . . .	8,89	49,98	32,97	7,16
2-Б	То же . . . . .	12,74	39,10	14,31	33,85
6175	Сланец серицитовый . . . . .	32,29	54,91	9,75	6,57

Рентгенограмма мономинеральной фракции мелкокристаллического гематита (проба 1-Б — гетито-гематитовый роговик,  $K_{\alpha}^2$ , фракция 0,1—0,05 мм,  $d = 0,5$ , Со — антикатод, экспозиция 41 час) приведена в табл. 68.

В итоге изложенного можно сделать вывод, что утверждение Я. Н. Белевцева (1951), Н. П. Семененко (1955) и других о метасоматическом замещении кварца роговиковых прослоев гематитом в результате привноса железа, подтверждается наблюдением в шлифах и физико-химическими исследованиями; однако замещение проходит с образованием *гематита мелкокристаллического*, а не дисперсного.

Таблица 68

№ линии	Интенсивность	$\frac{d}{n}$	Эталон гематит		№ линии	Интенсивность	$\frac{d}{n}$	Эталон гематит	
			Интенсивность	$\frac{d}{n}$				Интенсивность	$\frac{d}{n}$
1	Сил.	3,67	7	3,67	6	Сил.	1,83	7	1,833
2	Сл.	3,34	3	3,36	7	"	1,69	8	1,688
3	Оч. сил.	2,68	10	2,689	8	"	1,49	7	1,481
4	Сил.	2,50	8	2,508	9	"	1,45	8	1,45
5	"	2,19	7	2,198	10	Сл.	1,31	4	1,306

При замещении кварца роговиковых прослоев железо не всегда отлагалось в виде гематита. Значительная его часть при отложении представляла собой эренвертит, т. е. гель гидроокси железа ( $\text{FeO} \cdot \text{OH} + q$ ), который в дальнейшем раскристаллизовывался по схеме:

лимонит → гидрогетит → гетит → гематит (табл. XXV, Б).

Однако процесс дегидратации в зависимости от физико-химических условий среды мог протекать с образованием различных промежуточных минеральных форм, т. е. не всегда доходил до конечной стадии гематита.

Материалы многолетнего изучения вещественного состава гетито-гематитовых руд позволяют сделать вывод, что исходным минералом при образовании дисперсного гематита являлась тонкозернистая разность сидерита, образовавшегося в раннюю диагенетическую стадию формирования пород. В меньшем количестве дисперсный гематит образовывался за счет железистых силикатов при их разложении в процессе рудообразования. Этот вопрос с достаточной полнотой в последнее время освещен В. С. Федорченко.

Размер зерен тонкодисперсного сидерита не превышает обычно тысячных долей миллиметра. Форма зерен каплевидная или неправильная. Рентгенограмма мономинеральной фракции мелкокристаллического гематита, гетито-гематитового роговика  $K_2^{6c}$  (проба 91-К, фракция 0,1—0,05 мм,  $d = 0,8$  мм, Со — антикатод, экспозиция 32 часа) приведена в табл. 69.

Таблица 69

№ линии	Интенсивность	$\frac{d}{n}$	Эталон гематит		№ линии	Интенсивность	$\frac{d}{n}$	Эталон гематит	
			Интенсивность	$\frac{d}{n}$				Интенсивность	$\frac{d}{n}$
1	Оч. сил.	2,67	10	2,689	10	Сл.	1,41	3	1,40
2	Сил.	2,50	8	2,508	11	Сил.	1,37	8	1,33
3	"	2,18	8	2,18	12	Оч. сил.	1,31	10	1,31
4	"	1,82	8	1,82	13	Сил.	1,26	8	1,26
5	Оч. сил.	1,68	10	1,68	14	Оч. сл.	1,22	1	1,222
6	Оч. сл.	1,63	1	1,631	15	Сл.	1,14	4	1,135
7	Ср.	1,59	4	1,593	16	"	1,11	4	1,103
8	Оч. сил.	1,48	10	1,48	17	Ср.	1,06	5	1,051
9	Сил.	1,45	8	1,448	—	—	—	—	—

Встречается в продуктивной толще пород Саксаганского района в форме гнездовидных скоплений или рассеянной сидеритовой пыли, пропитывающей породу и видимой только при больших увеличениях. Этот сидерит, содержащийся в рогови-

ках и сланцах, и дал начало в процессе рудообразования дисперсному гематиту гетито-гематитовых руд.

Фазовый анализ гетито-гематитовых руд, сланцев и роговиков устанавливает повсеместное, хотя и незначительное распространение тонкодисперсного сидерита. Доказательством того, что сидерит, согласно данным фазового анализа, повсеместно содержащийся в гетито-гематитовых рудах, сланцах и роговиках, является именно тонкодисперсным, служат результаты химического, рентгеновского и дифференциального термического анализа тонкодисперсной фракции с диаметром частиц  $< 0,005$  мм.

В виде иллюстрации приводим ниже результаты химического анализа двух проб гетито-гематитовых руд (табл. 70) в двух крайних фракциях — тонкодисперсной и крупнозернистой (0,1—0,05 мм).

Таблица 70

Компонент	Проба 3-К			Проба 4-Б		
	$< 0,005$ мм	0,05—0,1 мм	Исходная проба	$< 0,005$ мм	0,05—0,1 мм	Исходная проба
SiO <sub>2</sub> . . . . .	10,33	6,30	8,10	14,22	5,32	9,54
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,26	0,21	0,24	0,08	0,07	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5,46	4,05	5,23	12,00	5,19	7,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	63,49	86,05	31,91	55,60	86,29	78,02
FeO . . . . .	0,50	0,22	0,26	0,69	Следы	Следы
MgO . . . . .	0,77	0,14	0,10	0,88	0,26	0,36
CaO . . . . .	4,53	0,07	0,18	4,76	0,92	1,20
MnO . . . . .	0,69	0,23	0,40	0,06	0,02	0,02
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O . . . . .	1,00	0,13	Следы	0,52	0,28	0,28
CO <sub>2</sub> . . . . .	1,40	Нет	Следы	3,12	0,12	0,33
SO <sub>3</sub> . . . . .	3,82	0,03	0,03	1,52	0,02	0,05
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	7,74	2,83	3,38	6,40	1,98	2,90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,21	0,37	0,20	0,14	0,11	0,31
Сумма . . . . .	100,20	100,63	99,93	99,99	100,46	100,13

Результаты химического анализа показывают, что наряду с резким обеднением железом, тонкодисперсная фракция обогащена такими химическими компонентами, как CaO, MgO, MnO, щелочами, SO<sub>3</sub>, FeO, CO<sub>2</sub>. Пересчет химических анализов тонкодисперсной фракции на весовые проценты минералов показывает, что здесь сконцентрированы глинистые минералы, тонкодисперсный гематит и сидерит. Не совсем ясно, в какой минеральной разновидности находится окись кальция, содержание которой в тонкодисперсной фракции значительно превы-

шает все возможные молекулярные соотношения с  $\text{CO}_2$  и  $\text{MgO}$  для их увязки в карбонаты.

Для доказательства, что в тонкодисперсной фракции наряду с остатками неокисленного сидерита основной минералогической составляющей является дисперсный гематит, проведен рентгеновский и дифференциальный термический анализ тонкодисперсных фракций ( $< 0,005 \text{ мм}$ ).

Результаты рентгеновского анализа приведены в табл. 71, 72.

Таблица 71

№ линии	Интенсивность	$\frac{d}{n}$	№ линии	Интенсивность	$\frac{d}{n}$	№ линии	Интенсивность	$\frac{d}{n}$
1	Оч. сил.	2,696	5	Сил.	1,696	9	Сл.	1,308
2	Сил.	2,501	6	Ср.	1,593	10	"	1,258
3	"	2,212	7	Оч. сил.	1,487	11	"	1,188
4	Ср.	1,838	8	Сил.	1,454	12	"	1,104

Таблица 72

№ линии	Интенсивность	$\frac{d}{n}$	Эталон						№ линии	Интенсивность	$\frac{d}{n}$	Эталон гематита	
			гематита		кварца		гетита					Интенсивность	$\frac{d}{n}$
			Интенсивность	$\frac{d}{n}$	Интенсивность	$\frac{d}{n}$	Интенсивность	$\frac{d}{n}$					
1	Ср.	4,18	5	4,176	—	—	—	—	13	Ср.	1,59	4	1,593
2	"	3,50	—	—	Ср.	3,53	—	—	14	Сил.	1,48	7	1,481
3	Оч. сил.	2,96	—	—	—	—	Сл.	2,96	15	"	1,45	8	1,448
4	Оч. сил.	2,68	10	2,689	—	—	—	—	16	Ср.	1,31	4	1,306
5	Сил.	2,49	8	2,508	—	—	—	—	17	Сл.	1,26	3	1,253
6	Оч. сл.	2,30	—	—	Сл.	2,32	—	—	18	"	1,16	3	1,158
7	Сил.	2,19	7	2,198	—	—	—	—	19	Ср.	1,14	4	1,135
8	Оч. сл.	2,08	1	2,067	—	—	—	—	20	"	1,11	4	1,098
9	"	1,89	—	—	Оч.	1,89	Ферригал-лузит	—	21	"	1,05	5	1,051
10	Сил.	1,83	7	1,833	—	—	—	—					
11	Оч. сл.	1,75	—	—	Сл.	1,750	Гидро-слюда	—					
12	Оч. сил.	1,69	8	1,688	—	—	—	—					

Рентгенограмма мономинеральной фракции дисперсного гематита гетито-гематитовой руды силикатного типа  $K_4^c$  (проба 5-Б, фракция  $< 0,005 \text{ мм}$ ,  $d = 0,5 \text{ мм}$ ,  $\text{Co}$  — антикатод, экспозиция 30 часов) приведена в табл. 71.

Рентгенограмма пробы 2-Б (фракция  $0,005 \text{ мм}$ ; условия съемки аналогичны условиям табл. 71) приведена в табл. 72.

Из таблиц видно, что основным рудным минералом, входящим в состав исследуемых тонкодисперсных фракций, является гематит.

Результаты термического анализа тонкодисперсной фракции гетито-гематитовых руд и вмещающих пород приведены в табл. 73.

Таблица 73

Проба	Тепловые эффекты								
	Эндотермический					Экзотермический			
	I	II	III	IV	V	I	II	III	IV
2-К	180	210	350	570	—	—	—	—	930
28-К	140	240	360	570	—	—	—	—	950
91-К	100	280	360	570	—	—	—	—	955
1-Б	$\frac{150}{180}$	210	—	580	—	460	610	740	950
2-Б	150	200	—	590	$\frac{750}{890}$	500	655	$\frac{740}{810}$	$\frac{960}{920}$
5-К	$\frac{180}{90}$	—	360	520	680	—	650	—	900
15-К	180	—	340	540	700	270	—	720	—
26-К	120	—	340	520	—	—	—	700	—
29-К	$\frac{60}{120}$	210	360	580	$\frac{660}{780}$	260	520	$\frac{630}{820}$	950
1-К	180	—	$\frac{360}{450}$	590	$\frac{700}{760}$	—	—	730	980
3-К	180	$\frac{220}{230}$	$\frac{350}{410}$	540	$\frac{640}{680}$	300	$\frac{470}{590}$	—	920
5-Б	100	—	380	560	$\frac{610}{820}$	—	405	—	970
25-К	—	250	$\frac{370}{470}$	560	650	—	480	$\frac{640}{700}$	930
33-К	$\frac{60}{180}$	—	$\frac{340}{450}$	520	$\frac{670}{840}$	—	440	—	920

Термические кривые нагревания тонкодисперсной фракции гетито-гематитовых руд (см. рис. 18) можно по характеру разделить на три группы.

*Первая группа* кривых (№ 1—3) говорит о преобладании в тонкодисперсной фракции рудного минерала — дисперсного гематита.

*Вторая группа* кривых нагревания (№ 4—8) характеризу-

ется резко выраженным экзотермическим эффектом в области температур 700—740° и его непосредственной связью с эффектом эндотермическим. Наличие этого эффекта подтверждает вывод о существовании в пробах неокисленного тонкодисперсного сидерита, а главным рудным минералом является также дисперсный гематит.

Наконец третья группа кривых нагревания (№ 8—14) характеризует пробы гетито-гематитовых руд и вмещающих пород, содержащие в своем составе различные карбонаты, разлагающиеся в интервалах температур 519—945°.

На основании изложенного можно сделать вывод, что в гетито-гематитовых рудах и вмещающих породах содержатся две разновидности гематита: 1) мелкокристаллический и 2) тонкодисперсный.

Мелкокристаллический гематит образовался в результате метасоматического замещения кварца в роговиковых прослоях; тонкодисперсный гематит в основном образовался за счет окисления сидерита и в подчиненном количестве как продукт разложения железистых силикатов в процессе рудообразования.

Окисление сидерита проходит в зависимости от физико-химических условий среды с образованием гематита как конечной стадии. Чаще всего сидерит переходит в гидрогетит, с которого затем начинается последовательный процесс раскристаллизации. Что касается образования дисперсного гематита в результате разложения силикатов, наши наблюдения в шлифах и результаты физико-химических анализов опровергают точку зрения Л. И. Мартыненко (1950). По Л. И. Мартыненко, тонкодисперсный гематит образовался за счет окисления пылевидного магнетита, выделившегося при разложении силикатов.

Фазовый анализ и микроскопическое исследование гетито-гематитовых руд не подтвердили наличия в рудах тонкодисперсного магнетита, образующегося с точки зрения Л. И. Мартыненко, в «первую, магнетит-мусковитовую стадию» (1950). Не наблюдается магнетит и в тонкодисперсной фракции руд и пород. Кроме того, мусковит встречается в гетито-гематитовых рудах и вмещающих породах в виде единичных чешуек и больше напоминает по взаимоотношению с окружающими минералами мусковит кластический. Ни в шлифах, ни в легких фракциях не встречено мусковита, «выполненного эмульсоидами магнетита» (Л. И. Мартыненко, 1950). Таким образом, можно сделать вывод, что при разложении железистых силикатов образовался дисперсный гематит, минуя магнетитовую стадию, как это указывает Л. И. Мартыненко.

#### Образование гидроокислов железа

По вопросу образования в гетито-гематитовых рудах Криворожского бассейна минералов группы гидроокислов железа в литературе имеются противоречивые мнения.

Наиболее вероятной и распространенной считается точка зрения образования гидроокислов железа за счет разложения железистых силикатов и в первую очередь хлоритов. Остановимся на характеристике двух противоречивых точек зрения на участие силикатов в образовании гидроокислов железа. Согласно одной из них, образование гетито-гематитовых руд происходило при стадийном разложении силикатов с одновременным выносом кремнезема. Привнос железа в процессе рудообразования полностью отрицается. Вторая точка зрения в противоположность первой полностью отвергает участие силикатов в рудообразовании. Первая точка зрения (Л. И. Мартыненко, 1950), согласно которой предполагается существование трех стадий процесса «окраскования» силикатов: мусковито-магнетитовая, за которой следует каолинито-гидрогематитовая и, наконец, гетитовая, как стадия, завершающая процесс образования гетито-гематитовых руд.

Согласно Л. И. Мартыненко (1950), в первую стадию все железистые силикаты сланцев последовательно замещаются мусковитом. Одновременно происходит сбрасывание пылевидного магнетита, «густо покрывающего контур исходного железистого силиката». Как говорилось выше, фазовый анализ показал незначительное содержание в рудах магнетита в виде реликтов в мартите. Химический анализ тонкодисперсной фракции гетито-гематитовых руд и вмещающих пород, а также микроскопическое их изучение не подтверждают наличия в них дисперсного магнетита.

Многочисленные шлифы гетито-гематитовых руд и вмещающих пород четко фиксируют псевдоморфное замещение хлоритов и амфиболов гидроокислами железа. Лишь на отдельных участках наблюдались точечные выделения гидроокислов железа, которые в результате дегидратации давали начало дисперсному гематиту. Иными словами, при разложении силикатов образовались мелкокристаллические гидроокислы железа с сохранением формы исходных минералов и лишь в подчиненных количествах обособлялись тонкодисперсные рудные минералы, которые являются дополнением к дисперсному гематиту, образовавшемуся за счет окисления сидерита. Отрицание привноса железа в процессе «окраскования» противоречит фактическим материалам, полученным в результате многолетних наблюдений.

Точка зрения В. С. Федорченко (1955, 1956) на генезис гетито-гематитовых руд совершенно исключает участие железистых силикатов в рудообразовании. Последнее автор доказывает, исходя из соображений, что «для образования гетито-гематитовых руд из хлоритовых и хлорито-аспидных сланцев необходимо допустить вынос не только кремнекислоты, но и глинозема. При этом объем породы должен уменьшиться на 40—50%, чего в действительности не наблюдается» (1955).

В. С. Федорченко утверждает, что «легко объяснить наличие неглиноземистых и глиноземистых разностей гетито-гематитовых руд без миграции глинозема, вещества малоподвижного в гипергенных условиях. Неглиноземистые или малоглиноземистые разности, очевидно, образовались за счет изменения главным образом кварцево-сидеритовых пород (роговиков), а глиноземистые — за счет обогащения сидеритом сланцев, особенно биотит- и сидеритсодержащих», и дальше, «породы, содержавшие мало сидерита, при действии рудообразующих растворов превращаются в «красковые» сланцы и «красковые» роговики».

Вывод В. С. Федорченко об участии сидерита в процессах рудообразования заслуживает внимания, однако нельзя согласиться с полным исключением роли силикатов в образовании гетито-гематитовых руд, равно как и с превышением роли сидерита. Окраскование железистых силикатов наблюдается в Криворожском бассейне не только в продуктивной толще собственно железорудной формации, но частично и в породах нижней свиты криворожской серии. Всюду, где развиты железистые силикаты, амфиболы или слюды и были созданы условия, обеспечивающие циркуляцию поверхностных вод, наблюдается окраскование пород, нередко приводящее к образованию залежей гетито-гематитовых руд. Процессы замещения хлоритов гидроокислами железа повсеместно наблюдаются и при микроскопическом исследовании пород.

Сидерит не является настолько распространенным минералом в продуктивной толще Саксаганского района, за счет окисления которого могли бы образоваться такие массы руды, как залежь «красковая» на руднике им. Дзержинского и др. Известно, что среди рудных залежей нередко наблюдаются неоруденные участки исходных вмещающих пород. Химические анализы проб, отобранных из указанных пород, не показывают значительного содержания в них сидерита. Последнего нет вовсе или содержание его не превышает 2—3% общего состава породы.

В заключение укажем на процесс дегидратации и гидратации рудных минералов гетито-гематитовых руд и вмещающих пород.

Большинство исследователей Криворожья считают минералы группы гидроокислов железа в гетито-гематитовых рудах вторичными, образовавшимися в основном за счет гидратации минералов окиси железа.

При микроскопическом исследовании большого количества шлифов явно наблюдается обратная схема течения процесса, т. е. широко развит процесс дегидратации рудных минералов и их переход из эренвертита—лимонита через гидрогетит и гетит в гематит. Дисперсный сидерит чаще всего переходит в гидрогетит, с которого затем начинается последовательный ход раскristализации и дегидратации в зависимости от физико-химических условий среды.

М. С. Точилин (1954) указывает, что «охристые гидрогетиты способны переходить в красный железняк, минуя кристаллическую фазу гетита. Образование гетита как наиболее устойчивой фазы свидетельствует о дегидратации в условиях умеренного климата, в противном же случае этот процесс может протекать путем непосредственного перехода коллоидного лимонита и отчасти гидрогетита в красный железняк». Наблюдениям М. С. Точилина для липецких бурых железняков соответствуют наблюдения в гетито-гематитовых рудах Кривбасса.

В оолитовых структурах гетито-гематитовых руд явно выражено концентрическое строение оолитов, причем концентры сложены гетитом, гидрогетитом и эренвертитом со следами раскристаллизации. Аналогичная картина наблюдается и в сферолитах. Еще более наглядной иллюстрацией раскристаллизации эренвертита являются колломорфные структуры, представленные всей гаммой рудных минералов группы окислов и гидроокислов железа в их взаимных переходах. Начальный процесс образования оолитов в результате раскристаллизации эренвертита четко наблюдается в шлифах. О присутствии эренвертита в рудах, кроме шлифов, свидетельствуют также кривые нагревания гетито-гематитовых руд. Наличие хотя и слабо выраженного экзотермического эффекта в области температур 340—470° на кривых нагревания связано с раскристаллизацией коллоидов железа.

Однако наряду с доминирующими процессами дегидратации рудных минералов в гетито-гематитовых рудах наблюдаются также и процессы гидратации, выраженные главным образом лимонитизацией рудных минералов.

Обобщение фактического материала, собранного на месторождениях Криворожского бассейна при изучении вещественного состава гетито-гематитовых руд, роговиков и сланцев, позволило сделать ряд выводов, дополняющих сложившееся представление о вещественном составе и генетических особенностях данного типа богатых железных руд и вмещающих пород.

1. В зависимости от минерального состава исходных пород выделено три разновидности гетито-гематитовых руд, отличающихся между собой по текстурно-структурным признакам и количественному соотношению минералов.

2. Главными рудными минералами, входящими в состав гетито-гематитовых руд, являются: дисперсный и мелкокристаллический гематит и минералы группы гидроокислов железа — главным образом гетит. Гематит преобладает в составе трех разновидностей; содержание гидратов не превышает 39% общего рудного состава, принятого за 100%. В глиноземистом типе руд основной рудный минерал — дисперсный гематит и в подчиненных количествах — мелкокристаллический гематит, мартит, гидроокислы железа. Для силикатных гетито-гематитовых руд характерны рудные минералы — дисперсный гематит,

мелкокристаллический гематит и гидроокислы железа почти в равных количествах. В *роговиковом* типе преобладает мелкокристаллический гематит.

3. Мелкокристаллический гематит образовался в результате метасоматического замещения кварца роговиковых прослоев железом, привнос которого очевиден. Замещение выщелоченного кварца железом происходило не полностью, что влекло за собой увеличение пористости в рудах.

4. Тонкодисперсный гематит образовался вследствие окисления тонкозернистой разновидности сидерита; в подчиненных количествах — в результате разрушения железистых силикатов. Окисление сидерита проходило в зависимости от физико-химических условий среды либо с образованием гематита как конечной стадии, либо, чаще всего, сидерит переходил в минерал группы гидроокислов железа, главным образом гидрогетит с последующей дегидратацией.

5. Глинистые минералы в гетито-гематитовых рудах, сланцах и роговиках встречаются в виде трех разновидностей: 1) чистых агрегатных скоплений, не содержащих рудных минералов, 2) глинисто-железистой массы, состоящей из скоплений глинистых минералов, импрегнированных тонкодисперсным гематитом, и 3) жильных образований, называемых горным мозгом. Все три разновидности представлены в основном каолинитом и гидрослюдой, в подчиненных количествах галлуазитом, шреттеритом, монтмориллонитом.

6. Глинистая часть гетито-гематитовых руд является каркасом (основой), несущим на себе более поздние рудные минералы. Глинистый каркас образован в период стадийного разрушения хлоритов, серицита и биотита. Каолинизация указанных минералов проходила в зависимости от pH среды и интенсивности процессов разложения полностью или частично с образованием промежуточных стадийных минералов.

7. Железистые силикаты при разложении замещаются в основном мелкозернистыми минералами группы гидроокислов железа. Силикатам в рудообразующих процессах отводится одно из главенствующих мест.

8. Вопрос о сочетании в залежах гетито-гематитовых руд богатых и бедных глиноземом, решается на основании состава исходных минералов, за счет которых образовались гетито-гематитовые руды.

Чем богаче были исходные хлориты железом и беднее глиноземом, тем ниже содержание последнего в гетито-гематитовых рудах.

9. Гетито-гематитовые сланцы могли образоваться в случае неполного разрушения силикатов, т. е. рудообразующий процесс вследствие изменения физико-химических условий среды остановился на промежуточной стадии; не всегда сланцы, подвергшиеся процессам «окраскования», представлены желези-

стыми хлоритами типа тюрингита и шамозита. В глиноземистых хлоритах железа оказалось недостаточно для образования кондиционных гетито-гематитовых руд, и процесс закончился образованием гетито-гематитовых сланцев.

10. Часть глинозема, безусловно, мигрирует по трещинам и порам с образованием вторичных глинистых агрегатных скоплений, нередко наблюдаемых в рудах и вмещающих породах даже макроскопически.

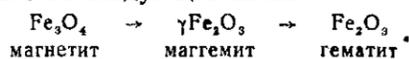
#### Мартитизация магнетита

Мартитизация магнетита наступает после того, как карбонаты и амфиболы в породах нацело разложены. Окисление магнетита происходит в период разложения хлорита или отстает от последнего во времени. Наиболее интенсивно процесс мартитизации прошел в верхних горизонтах железистых пород, обнаруживая повсеместное площадное развитие. В районах развития глубинных зон окисления мартитизация магнетита прослежена до глубин 1200—1400 м. Вместе с тем отчетливо устанавливается снижение интенсивности мартитизации магнетита с глубиной как в рудах, так и во вмещающих породах. Следует отметить, что мартитизация магнетита с глубиной скорее слабеет во вмещающих породах, чем в рудах.

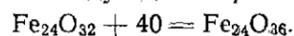
В различных по минеральному составу, пористости и трещиноватости породах Саксаганского района мартитизация магнетита проходит с неодинаковой интенсивностью, вследствие чего ее распространение ограничивается различными глубинами. Наиболее интенсивно развиты процессы окисления магнетита в железистых горизонтах, тогда как в сланцевых мартитизация магнетита не так широко распространена. Степень развития мартитизации не одинакова и для различных железистых горизонтов. Наиболее глубоко ею затронуты породы V и VI железистых горизонтов, в VII и IV железистых горизонтах распространение мартитизации значительно меньше, а в I, II, III железистых горизонтах мартитизация не развивается глубже 100—150 м.

Минералогическое изучение мартита показывает, что замещение магнетита гематитом обычно начинается с периферии зерен и по трещинам проникает к центру зерна. Обычно образуются петельчатые и каемчатые структуры замещения магнетита гематитом (табл. XXVI, А). В отраженном свете, в частично мартитизированных зернах магнетита видны каемки мартита большей или меньшей мощности, хорошо отличающиеся от магнетита белым цветом и более высокой отражательной способностью. Часто в зернах магнетита наблюдается мартит в виде решетки, который развивается по пересекающимся системам трещин. Встречаются также зерна мартита, сохраняющие в центральных частях небольшие реликты магнетита, не превышающие по объему 5—10% зерна.

Несмотря на то что процессу мартитизации посвящено большое количество работ, до настоящего времени нет четкого, всеми принятого представления о механизме этого процесса. Экспериментальные работы указывают на большую сложность процесса окисления магнетита. Л. Вело и О. Баудиш (В. И. Архаров, 1945) установили, что процесс окисления магнетита происходит ступенчато по следующей схеме:



Данная схема впоследствии была подтверждена многими исследователями. При переходе магнетита в гематит идет изменение химического состава. Магнитные свойства и кристаллическая решетка остаются неизменными. Изменение маггемита в гематит сопровождается потерей магнитных свойств и изменением кристаллической решетки. Вело и Баудиш считали, что при переходе  $\text{Fe}_3\text{O}_4 \rightarrow \gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$  происходит внедрение дополнительных атомов  $\text{O}_2$  в решетку  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ . Одна элементарная ячейка решетки  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  содержит восемь молекул кислорода — отсюда уравнение они писали следующим образом:



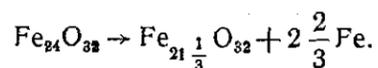
Кислород, внедряющийся в решетку магнетита, по мнению Л. Твенгофела, размещается в ней незакономерно.

Гипотеза внедрения кислорода в решетку магнетита при его окислении вызвала возражение со стороны целого ряда исследователей (Э. Кордес, Ринна, Фервей, Хэгг и др.). Обычно крупные ионы кислорода образуют основной каркас решетки, в пустотах которой располагаются меньшие по размерам ионы железа:

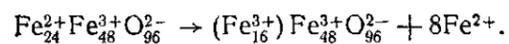
Ионы	$\text{O}^{2-}$	$\text{Fe}^{2+}$	$\text{Fe}^{3+}$
Радиус, Å	1,32—1,35	0,83	0,67

Поэтому трудно допустить внедрение сразу четырех атомов кислорода в каждую элементарную ячейку без нарушения строения кристаллической решетки.

Вопрос о механизме перехода  $\text{Fe}_3\text{O}_4 \rightarrow \gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$  был решен Хэггом (В. И. Архаров, 1945), который установил, что в процессе окисления магнетита число кислородных ионов в каждой элементарной ячейке не изменяется, а число ионов железа уменьшается. При изменении химического состава наблюдается уменьшение параметров кристаллической решетки. Размер ячейки магнетита —  $a=8,390$  Å; маггемита —  $a=8,300$  Å. Магнетит в одном объеме содержит 32 иона кислорода и 24 иона железа. При удалении железа образуется кубическая модификация окиси железа  $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$ , которая содержит  $21\frac{1}{3}$  ионов железа при том же объеме кислорода.



В маггемите все ионы железа трехвалентны, следовательно в процессе перехода из решетки удаляются двухвалентные ионы железа. Однако  $Fe^{3+}$  не все выносятся, оставшаяся часть переходит в  $Fe^{3+}$ .



(уравнение для трех элементарных ячеек)

В скобках отмечены ионы железа, перешедшие из двухвалентного состояния в трехвалентное. Переход  $Fe_3O_4$  в  $\gamma Fe_2O_3$  происходит с постепенным выходом части ионов железа из кристаллической решетки, т. е. постепенным увеличением числа дырок, которые распределены неравномерно по узлам решетки.

Переход маггемита в гематит изучен хуже. Маггемит, являясь нестабильной модификацией  $Fe_2O_3$ , в известных физико-химических условиях, вероятно, перестраивает свою кубическую решетку в устойчивую ромбоэдрическую решетку гематита.

Переход маггемита в гематит сопровождается окислением закисного железа в окисное, что может происходить при достаточно высоком парциальном давлении кислорода. Окисление магнетита протекает в нейтральной или слабощелочной среде при наличии обезвоживающих солей, так как в условиях кислой среды магнетит гидратируется. Мартитизация представляет собой химическую реакцию окисления, т. е. этот процесс будет протекать наиболее интенсивно в водных растворах, циркулирующих в породах.

Необходимые условия процесса мартитизации: 1) наличие достаточного парциального давления кислорода, 2) нейтральная или слабощелочная водная среда, 3) водопроницаемость пород.

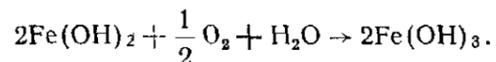
Различное воздействие кислых и слабощелочных растворов на магнетит нашло свое подтверждение и в целом ряде экспериментальных работ. В случае кислого характера вод магнетит гидратируется с переходом в гетит и гидрогетит. Случаи перехода магнетита в гетит нередко встречаются в железистых роговиках и джеспилитах Саксаганской полосы. Это явление было описано в литературе А. С. Поваренных (1952).

Под микроскопом в отраженном свете наблюдаются зерна и кристаллы мартита с внутренним ядром, сложенным лимонитом или гетитом. Форма гетитовых масс в общем неправильная, лишь изредка имеет правильные ограничения, подобные форме кристаллических индивидов. Наличие гетита в центре зерен мартита объясняется тем, что зерна или кристаллы до процесса гидратации представляли собой неполную псевдоморфозу гематита по магнетиту. Принадлежность зерен гематита в прошлом к магнетиту устанавливается по облику кристаллов и мелким реликтам неправильной формы магнетита среди гетитовой массы.

Наблюдения А. С. Поваренных (1952) показали, что гидратации подвергается только один магнетит, а окружающий его по периферии гематит (мартит) остается неизменным, так как в кислой среде он обычно подвергается растворению, но не гидратации. Разбирая механизм процесса гидратации магнетита, А. С. Поваренных связывает его с наличием естественной гальванической пары гематит—магнетит, в которой магнетит является анодом и в водной среде, содержащей кислород, подвергается усиленной избирательной коррозии. Гидратация магнетита представляет собой процесс вытеснения из решетки ионов двухвалентного железа проникающими в решетку ионами водорода. В результате этого мы наблюдаем разрушение остаточного материала в псевдоморфный гетит и гидрогетит. Этот процесс можно схематически изобразить следующим образом:



Вытесненные ионы  $\text{Fe}^{2+}$ , соединяясь с гидроксильными группами диссоциированной воды, образуют гидрат закиси железа, который при наличии кислорода в растворе переходит в гидрат окиси по схеме:



При решении вопроса об источнике растворов, вызвавших мартитизацию магнетита, возникло два противоречивых мнения. Большинство авторов (Н. И. Свитальский, 1932; П. М. Каниболоцкий, 1946; Ю. Г. Гершойг, 1949; Л. И. Мартыненко, 1955; Д. С. Коржинский, 1954, 1955; Я. Н. Белевцев, 1955 и др.) считает, что окисление магнетита вызвано поверхностными растворами. Другая группа геологов (И. И. Танатар, 1940; Н. П. Семенов, 1955; М. С. Точилин, 1953) полагает, что окисление магнетита вызвано гипогенными растворами.

В настоящее время можно определенно говорить о гипергенном характере мартитизации магнетита. При решении вопроса, какие процессы вызывают мартитизацию магнетита, необходимо прежде всего исходить из анализа природных фактов, а не из предубеждений, что мартитизация может происходить лишь в высокотемпературных условиях. Для доказательства гипергенного характера мартитизации магнетита имеется многочисленный фактический материал:

- 1) широкое площадное развитие процессов окисления магнетита, не характерное для гипогенных процессов;
- 2) уменьшение степени мартитизации с глубиной как в рудах, так и во вмещающих породах;
- 3) тесная парагенетическая ассоциация мартита с типичными минералами зоны гипергенеза — гетитом, лимонитом, дисперсным гематитом, каолинитом, монтмориллонитом, галлуа-

зитом, сидеритом, гидрослюдами, выщелоченным кварцем (маршалитом).

Перечисленные факты и отсутствие тесной генетической связи гидротермальных проявлений с процессами мартитизации позволяют однозначно говорить о гипергенном характере процессов мартитизации.

#### Выщелачивание кремнезема

В условиях коры выветривания кварц один из наиболее устойчивых минералов.

В связи с неустойчивостью карбонатов и силикатов в коре выветривания окисленные разновидности роговиков в сравнении с неокисленными аналогами состоят в основном из кварца, мартита, гидроокислов железа и каолинита. Это подтверждается сравнением данных подсчета минералов в окисленных и неокисленных породах, полученных Л. И. Мартыненко, Ю. Г. Гершгойгом, Л. Ф. Залата и др.

В условиях наиболее интенсивного развития гипергенных процессов, когда неразложившимися минералами остаются кварц и окислы железа, кварц оказывается менее устойчивым и начинает интенсивно выщелачиваться (табл. XXVI, Б). Выщелачивание кремнезема носит локальный характер и развивается в основном в двух направлениях. В первом случае процесс выщелачивания кремнезема наиболее интенсивно прошел в ранее образованных гипогенных рудных узлах, к которым в настоящее время приурочены глубинные зоны окисления. Растворение и вынос кремнезема приурочен к рудным телам как наиболее трещиноватым образованиям. Выщелоченные участки наблюдаются по периферии залежей мартитовых руд в виде отдельных пачек в лежащем и висячем боках или торцах. В этом случае зоны выщелачивания кремнезема опускаются на большую глубину, порядка 1000—1200 м.

Во втором случае выщелоченные участки наблюдаются среди джеспилитов непосредственно на головах пластов. Зоны выщелачивания кремнезема имеют значительное площадное распространение. Мощность таких зон по вертикали не превышает нескольких десятков метров. Нижняя граница зоны выщелачивания кремнезема неправильная, карманообразная, постепенная.

Выщелачивание кремнезема в основном приурочено к железистым роговикам и джеспилитам V и VI железистых горизонтов. Масштабы развития этого процесса заметно затухают с юга на север Саксаганской полосы.

Выщелачивание кварца является основным процессом, который обусловил образование рыхлых мартитовых руд и выщелоченных пористых джеспилитов. В результате этого процесса наблюдается значительное увеличение пористости плотных руд и джеспилитов, которая возрастает с 3—5 до 25—30%. При изу-

чении переходов плотных маритовых руд в рыхлые отчетливо видно уменьшение содержания  $\text{SiO}_2$  по мере увеличения пористости (табл. 74).

Таблица 74

Компонент	Плотная руда (пористость— 5%, удельный вес—4,58, объемный вес—4,35)	Рыхлая руда (пористость— 22,5%, удельный вес—5,24, объемный вес—4,06)	Плотный джеспилит (пористость— 3%, удельный вес—3,6)	Выщелочен- ный джеспилит— „шелестуха“ (пористость— 30%, удельный— вес—4,2)
$\text{SiO}_2$ . . .	15,24	1,40	37,80	22,40
$\text{TiO}_2$ . . .	0,01	0,01	Не опред.	Не опред.
$\text{Al}_2\text{O}_3$ . . .	0,30	0,11	0,25	0,33
$\text{Fe}_2\text{O}_3$ . . .	81,84	97,36	60,30	72,90
$\text{FeO}$ . . .	1,79	0,14	0,64	0,71
$\text{MnO}$ . . .	0,03	0,03	Не опред.	Не опред.
$\text{MgO}$ . . .	0,32	0,32	"	"
$\text{CaO}$ . . .	0,12	0,14	"	"
$\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$	0,04	Нет	"	"
$\text{P}_2\text{O}_5$ . . .	0,07	0,06	0,03	0,02
$\text{H}_2\text{O}$ . . .	0,04	0,04	Не опред.	Не опред.
П. п. п. . .	0,08	0,19	"	"
Сумма . . .	99,95	99,87	99,03	96,35

Аналогичная картина наблюдается и при образовании «шелестух» за счет джеспилитов (табл. 74). Таким образом, растворение и вынос кремнезема приводит к существенному изменению и обогащению относительно бедных плотных руд и джеспилитов железом. Изучением вопроса растворения, переноса и отложения кремнезема занимались многие исследователи, однако в своих работах они рассматривали условия миграции кремнезема применительно к эндогенным процессам, т. е. изучалось поведение кремнезема в условиях повышенных температур и давлений. В настоящее время изучены многие стороны физико-химических условий растворения и переноса кремнезема, что позволяет в значительной мере приблизиться к решению вопроса о характере минералообразующих растворов. Однако поведение кремнезема в поверхностных условиях земной коры все же остается во многом неясным.

В этом направлении проведены единичные экспериментальные исследования, которые показывают, что растворимость и вынос кремнезема в гипергенных условиях зависят в основном от характера гипергенных вод, размера зерен минералов и водопроницаемости пород.

Характер гипергенных вод является одним из наиболее важных факторов, определяющих степень растворимости кремнезема. В связи с этим в Институте геологических наук АН УССР были

поставлены опыты по растворимости кварца и опала в токе воды. Результаты опытов показали, что растворимость кварца в наших условиях (размер зерен 0,05 мм, температура 19°, объем профильтрованной воды за 48 час. через патрон с кварцем в среднем 700—800 см<sup>3</sup>) составила десятые доли миллиграмма на 1 л. Растворимость кварца значительно увеличилась с повышением pH и в растворах солей натрия. При сравнении данных по растворимости кварца и опала видно, что растворимость кварца почти в десять раз меньше опала. Эти данные не претендуют на новизну, а лишь подтверждают известные опытные данные о растворимости кварца и опала, полученные на криворожских материалах.

Многочисленные эксперименты показали, что растворимость SiO<sub>2</sub> в воде в сильной степени зависит от pH. Наиболее благоприятные условия для растворения и переноса SiO<sub>2</sub> создаются в щелочной или слабощелочной среде. В слабокислой среде растворимость кварца значительно понижается, тогда как в кислых водах наблюдается повышение растворимости SiO<sub>2</sub>. И. И. Гинзбург (1955) указывает, что кислые воды (pH — 1,07—3,20) колчеданных месторождений Урала содержат 37—355 мг/л растворенного кремнезема, что значительно превышает содержание SiO<sub>2</sub> в слабощелочных и щелочных водах других районов.

Большое повышение растворимости кварца наблюдается в водных растворах, содержащих различные соли щелочных, отчасти щелочноземельных элементов; особенно сильно повышается растворимость кварца в растворах солей натрия. И. И. Гинзбург отмечает, что после Na(HCO<sub>3</sub>) наибольшим растворяющим действием обладает Mg(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> и значительно меньшим — Ca(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>. Раствор NaCl действует на кварц несколько сильнее, чем Ca(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>.

В последнее время в лаборатории процессов выветривания ИГиН АН СССР была выполнена большая экспериментальная работа Е. С. Кабановой (И. И. Гинзбург, 1955) по изучению выщелачивания горного хрусталя и опала в токе воды, насыщенной CO<sub>2</sub> и азотом или воздухом.

Из приведенных данных (табл. 75) видно, что растворимость горного хрусталя весьма значительна, но еще более значительно выщелачивание опала. Е. С. Кабановой была установлена зависимость растворимости кварца от величины зерен, газовой составляющей и температуры раствора. При уменьшении величины кварцевых зерен с 1 до 0,05 мм, т. е. увеличении суммарной поверхности зерен, растворимость кварца значительно увеличивается (табл. 75, рис. 60). Отметим, что размер зерен кварца в джеспилитах изменяется в пределах от 0,1 до 0,03 мм. SiO<sub>2</sub> в токе CO<sub>2</sub> выщелачивается на 30—40% больше, чем в токе воздуха или азота (табл. 75, рис. 61). При увеличении температуры раствора также растет растворимость

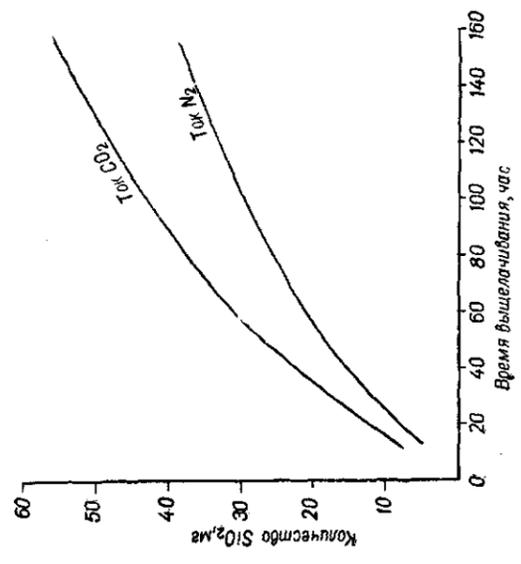


Рис. 61. График зависимости выщелачивания горного хрусталя от газовой составляющей при температуре 25° (по Е. С. Кабановой).

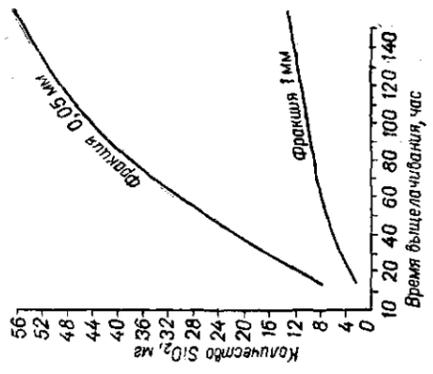


Рис. 60. График зависимости выщелачивания горного хрусталя от величины поверхности в токе CO<sub>2</sub> при температуре 25° (по Е. С. Кабановой).

Таблица 75

Минерал, его состав	Продолжительность опыта, час.	Температура, °С	Размер зерен, мм	Выщелачивалась в токе	
				CO <sub>2</sub> , мм	азота, мг
Горный хрусталь (SiO <sub>2</sub> —99,4%, Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> —0,3%)	154	25	1	12,8	9,0
	154	50	1	24,3	15,7
	154	25	0,05	57,0	38,0
	154	50	0,05	67,4	46,2
Опал (SiO <sub>2</sub> —92,0%, Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> —0,7%, MgO—6%, H <sub>2</sub> O—5,1%)	124	50	0,1	128	77,9
	699	50	0,1	517	284,2
	80	50	0,05	489,2	156,3
	80	25	0,05	123,4	84,0

кварца (рис. 62). Почти во всех опытах отношение количества выщелоченного кварца при температуре 50° к количеству кварца, выщелоченного при температуре 25°, составляет 1,1—1,5.

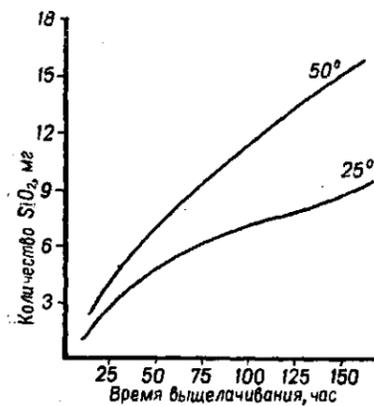


Рис. 62. График зависимости выщелачивания горного хрустала фракции ≈1 мм в токе азота от температуры (по Е. С. Кабановой).

Таким образом, растворимость кварца зависит не только от pH растворов, но также и от температуры, размера зерен и присутствия тех или иных электролитов. Все это приводит к тому, что природные воды могут содержать относительно большие количества растворенного SiO<sub>2</sub>. И. И. Гинзбург (1955) приводит данные содержания SiO<sub>2</sub> в природных водах. Слабокислые и слабощелочные воды (pH —6,2—8,2) в различных районах содержат кремнекислоты от 9 до 55 мг/л. Кислые воды (pH —1,07—3,2) содержат SiO<sub>2</sub> до 355 мг/л. Шахтные воды Кривого Рога, по данным В. Д. Новарова, содержат SiO<sub>2</sub> от 3 до 22 мг/л, а в некоторых случаях и до 400 мг/л.

Таким образом, немногочисленные экспериментальные работы и данные о содержании кремнезема в природных водах убедительно говорят о возможности значительного выщелачивания кварца в условиях гипергенеза.

### Роль гипергенных процессов в рудообразовании и изменении гипогенных руд

В образовании железных руд Саксаганского района важное значение имели не только седиментационные и метаморфические процессы, но и гипергенные, которые выразились как в глубоком изменении первичных или метаморфических руд и вмещающих их пород, так и в образовании новых рудных залежей и месторождений.

Гипергенные процессы, особенно в Саксаганском районе, настолько сильно изменили породы и руды, что во многих случаях трудно обнаружить те признаки, по которым образование руд можно отнести к гипергенному процессу.

Новый фактический материал позволяет сейчас говорить, что действие гипергенных процессов выразилось в основном в глубоком изменении гипогенных магнетитовых и силикатно-магнетитовых руд и в образовании гетито-гематитовых руд и «шелестух» вследствие разложения железистых роговиков, джеспилитов и сланцев.

Учитывая важное значение гипергенных процессов в рудообразовании, рассмотрим в меру имеющихся фактических материалов следующие вопросы:

- а) изменение гипогенных руд магнетитового и силикатно-магнетитового состава,
- б) образование «шелестух» и гетито-гематитовых руд,
- в) состав и эволюция гипергенных растворов,
- г) пути движения растворов.

Многочисленные данные буровых и горно-эксплуатационных работ показывают, что с глубиной наблюдается уменьшение площади окисленных пород (см. рис. 46, 47) и значительно возрастает количество магнетитовых, силикатно-магнетитовых и карбонатно-силикатно-магнетитовых пород, не измененных гипергенными процессами.

Увеличение количества магнетита в мартитовых рудах с глубиной происходит значительно медленнее. Проникновение поверхностных вод по залежам, так наиболее трещиноватым зонам, шла на большую глубину, чем во вмещающих породах и, естественно, вызвало более интенсивное изменение гипогенных руд. Тем не менее на рудниках им. Ленина и им. Фрунзе известны переходы с глубиной мартитовых руд в магнетитовые. В результате окисления магнетитовых руд образуются плотные мартитовые руды, которые преимущественно развиты на севере Саксаганской полосы. При окислении магнетитовых руд текстура последних, форма и размеры отдельных минералов не изменяются. Единственным изменением минерального состава при окислении магнетитовых руд является мартитизация магнетита.

Об изменении химического состава магнетитовых руд в процессе окисления можно судить по результатам химических анализов (табл. 76), которые указывают на значительное увеличение  $F_2O_3$  и уменьшение количества  $FeO$ . Содержание других компонентов в процессе окисления магнетитовых руд практически не изменяется.

Таблица 76

Компонент	Бедная кварцево-магнетитовая руда	Плотная кварцево-магнетито-мартитовая руда
$SiO_2$ . . . . .	20,76	17,56
$TiO_2$ . . . . .	0,01	Нет
$Al_2O_3$ . . . . .	0,15	0,38
$Fe_2O_3$ . . . . .	54,10	71,30
$FeO$ . . . . .	22,47	10,13
$MnO$ . . . . .	0,02	0,05
$MgO$ . . . . .	0,54	0,98
$CaO$ . . . . .	0,21	0,23
$Na_2O+K_2O$ . . . . .	0,28	0,41
$P_2O_5$ . . . . .	0,05	0,14
$SO_3$ . . . . .	0,07	0,02
П. п. п. . . . .	1,14	0,30
Сумма . . . . .	99,80	100,49

В следующую, наиболее интенсивную стадию развития гипергенных процессов в связи с выносом кремнезема происходит образование пористых мартитовых руд. Пространственные взаимоотношения плотных и рыхлых руд, их минеральный состав, структурные и текстурные особенности были описаны выше, поэтому здесь эти данные не приводятся.

Сравнение химического состава плотных и пористых руд показывает (см. табл. 51), что пористые руды образовались в результате почти полного выноса кварца из плотных мартитовых руд, при этом вынос кремнезема не восполнялся никакими новообразованиями. Это привело к изменению пористости от 4—5% в плотных рудах, до 25—30% в пористых рудах. В процессе образования пористых руд содержание кварца снижается с 15—25% в плотных рудах до 0,5—8% в пористых, в которых протекает более интенсивное окисление магнетита, о чем свидетельствует снижение закисного железа до 0,6—0,7%. Вынос кремнезема привел к значительному увеличению содержания железа в руде. В плотных рудах содержание  $Fe_2O_3$  — 75—80%, тогда как в пористых количество  $Fe_2O_3$  возрастает до 97—98%. При рассмотрении многочисленных спектральных анализов пористых мартитовых

руд видно, что последние в сравнении с неизменными в коре выветривания рудами и вмещающими их породами обеднены натрием, калием, фосфором, серой, кобальтом и серебром и несколько обогащены никелем и хромом (см. рис. 41).

Вследствие значительного выноса кварца в пористых рудах хорошо выявляется и становится легко наблюдаемой мелкая плоччатость, густая трещиноватость и кливаж растяжения. Трещины, развитые в пористой руде, прослеживаются в плотную руду, хотя там они становятся менее заметными.

Широкое развитие кливажа растяжения, трещин скалывания и разрыва в плотных рудах по сравнению с вмещающими породами обусловило их большую водопроницаемость для гипергенных растворов, что в свою очередь способствовало преимущественному развитию пористых руд именно по плотным рудам, а не по джеспилитам и роговикам.

Изменение силикатно-магнетитовых руд в гипергенных условиях привело к образованию гетито-гематито-мартитовых руд. Детальная характеристика гетито-гематитовых руд с исчерпывающей полнотой приведена выше, поэтому здесь мы на ней не останавливаемся.

Силикатно-магнетитовые руды в гипергенных условиях претерпели значительные изменения, которые выразились в разложении железистых силикатов, карбонатов и окислении магнетита. В ходе данного процесса происходил значительный вынос оснований и кремнезема. Многочисленные данные полуколичественных спектральных анализов показывают, что гетито-гематито-мартитовые руды в сравнении с вмещающими их железисто-силикатными роговиками обеднены следующими химическими элементами: марганцем, магнием, кальцием, натрием, калием, фосфором, серой, никелем, кобальтом, хромом и медью (рис. 63). Наряду с разрушением силикатов, карбонатов и выносом отдельных элементов при гипергенном изменении силикатно-магнетитовых руд происходило образование мелкокристаллического и дисперсного гематита, что привело к значительному обогащению гетито-гематито-мартитовых руд железом. Железо в данных рудах находится в форме мартита, дисперсных окислов и гидроокислов железа в смеси с каолинитом и другими глинистыми минералами. В общем балансе бассейна гетито-гематито-мартитовые руды составляют около 20%.

Таким образом, в первом случае гипергенные процессы привели только к изменению минерального состава гипогенных магнетитовых и силикатно-магнетитовых руд, увеличению пористости, уменьшению плотности и механической прочности руд и обогащению их железом.

Во втором случае процессы выветривания привели к образованию нового гипогенного типа руд, образовавшегося за счет разрушения джеспилитов и сланцев.

В Саксаганском районе, где большинство рудных залежей сложено пористыми мартитовыми рудами, широко развиты рыхлые выщелоченные джеспилиты — «шелестухи». Выщелоченные джеспилиты имеют повышенное содержание железа, что дает возможность выделить их в самостоятельный тип руд. Образование «шелестух» происходило при гипергенном выщелачивании кварца непосредственно из окисленных джеспилитов. В процессе выщелачивания рудные прослои оказываются наиболее устойчивыми, тогда как безрудные или полурудные

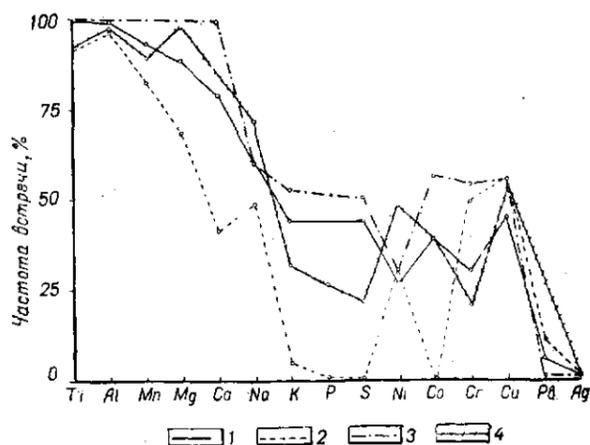


Рис. 63. Диаграмма встречаемости малых элементов в породах и рудах Саксаганского района Кривого Рога.

1 — гетито-гематитовые руды, 2 — гетито-гематитовые руды, 3 — железисто-силикатные роговики, 4 — сланцы.

прослои становятся пористыми, затем рыхлыми и, наконец, переходят в сыпучее — мучнистое состояние. Процесс образования «шелестух» сопровождается значительным увеличением пористости от 3—5% в плотных джеспилитах до 25—30% в «шелестухах». Сравнение химического состава плотных и выщелоченных джеспилитов (см табл. 74) показывает, что количество кремнезема уменьшается от 37% в джеспилитах до 22% в «шелестухах». В результате выщелачивания кремнезема из исходных пород последние значительно обогащаются железом. Количество  $Fe_2O_3$  возрастает в «шелестухах» до 73%. Структурные и текстурные особенности «шелестух», их взаимоотношение с неоруденелыми железистыми породами и характер распространения был описан выше.

Изменение в коре выветривания хлоритовых сланцев и железисто-силикатных роговиков V и VI сланцевых горизонтов привело к образованию гетито-гематитовых руд, которые широко

развиты на юге Саксаганского района. Гетито-гематитовые руды пространственно тесно связаны с залежами гетито-гематито-мартитовых и пористых мартитовых руд, с которыми они образуют комплексные рудные месторождения. Эти руды в общем балансе запасов бассейна имеют подчиненное значение (составляют около 8—9%) и являются характерными представителями рыхлых или мягких железных руд, известных не только в Кривом Роге, но и во многих аналогичных месторождениях мира.

Гетито-гематитовые руды — пример руд, образовавшихся полностью в условиях древней коры выветривания. Гипергенные изменения сланцев и силикатных роговиков выразились в разложении железистых силикатов, карбонатов, выносе оснований, кремнезема и образовании мелкокристаллического и дисперсного гематита, что привело к значительному обогащению гетито-гематитовых руд железом. Проведенные исследования гетито-гематитовых руд показали тесный парагенезис таких бесспорно гипергенных минералов, как гетит, гидрогетит, каолинит, галлуазит, монтмориллонит с дисперсным и мелкокристаллическим гематитом. Эти данные позволяют считать, что образование мелкокристаллического гематита, замещающего кварцевые прослои, также связано с гипергенными процессами.

На диаграмме (рис. 63), составленной по многочисленным данным полуколичественных спектральных анализов, видно, что гетито-гематитовые руды, образовавшиеся в условиях древней коры выветривания, по сравнению с вмещающими их железистыми сланцами и силикатными роговиками характеризуются недостатком магния, кальция, натрия, фосфора, серы, никеля, кобальта и повышенным содержанием хрома и меди. Изменение железистых сланцев и силикатно-железистых роговиков в гипергенных условиях проявляется постепенно, образуя вокруг гетито-гематитовых и гетито-гематито-мартитовых руд заметные ореолы изменения. Последние могут быть весьма приблизительно разделены на несколько зон.

Первая зона характеризуется недостатком кобальта, магния, натрия, калия, никеля, фосфора и серы, отличается почти полной мартитизацией магнетита и разложением железистых силикатов (хлорита, биотита и др.).

Вторая зона характеризуется недостатком по сравнению с неизменными породами кальция, магния, натрия и калия, а иногда некоторым повышением никеля и хрома. Эта зона отличается частичной мартитизацией и неполным разложением силикатов.

Третья зона устанавливается по недостатку кальция, магния, натрия и по едва заметному разложению железистых силикатов. Магнетит не изменен процессами мартитизации.

Указанные изменения в содержании или, точнее, в частоте встречаемости малых элементов, а также изменения минераль-

ного состава руд и вмещающих пород могут оказать большую услугу при поисках рудных тел.

Изложенный материал показывает, что в образовании пористых мартитовых и гетито-гематито-мартитовых руд, возникших в результате изменения магнетитовых и силикатно-магнетитовых руд, а также в образовании «шелестух» и гетито-гематитовых руд главную роль сыграли гипергенные процессы, о чем свидетельствуют: 1) высокая пористость руд, 2) широкое развитие таких минералов, как гетит, гидрогетит, дисперсный гематит, каолинит, галлуазит и монтмориллонит, 3) широкий вынос кремнезема из пород и гипогенных руд без изменения текстурных особенностей последних, что является характерным процессом коры выветривания, 4) приуроченность многих залежей гетито-гематитовых руд к лежащему боку рудоносных горизонтов и замкам синклиналией, 5) уменьшение с глубиной интенсивности развития процесса мартитизации, разложения железистых силикатов и карбонатов, выщелачивание кремнезема. С глубиной также наблюдается уменьшение распространения «шелестух» и гетито-гематитовых руд.

Несколько особняком стоит группа плотных сидерито-мартитовых и гетито-мартитовых руд, которые носят несколько иной характер по сравнению с описанными выше рыхлыми мартитовыми, гетито-гематито-мартитовыми рудами, «шелестухами» и гематитовыми рудами.

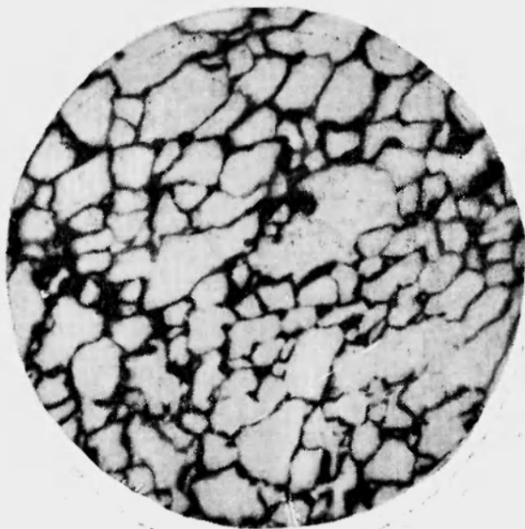
*Плотные сидерито-мартитовые руды* встречаются в пористых мартитовых рудах, где они образуют небольшие линзы, залегающие согласно с полосчатостью в мартитовых рудах, реже гнезда изометричной формы размером до 0,3—0,4 мм. Одним из основных рудообразующих минералов является сидерит, составляющий по объему 25—30%. Мартит, железная слюдка, остаточный магнетит находятся в тех же количественных соотношениях в плотных сидерито-мартитовых рудах, что и в исходных мартитовых рудах.

Сидерит цементирует основную массу рудных минералов, располагаясь в промежутках между ними или выполняя тонкие трещины (табл. XXVII, А). Сидерит образует псевдоморфозы по реликтовому магнетиту в мартите и никогда не корродирует железный блеск. Форма зерен обычно неправильная изометричная, их средние размеры не превышают 0,2—0,3 мм. Для сидерито-мартитовых руд характерна высокая плотность (пористость не превышает 1—3%) и массивная текстура. В рудах сохраняется реликтовая полосчатость, нередко брекчиевая микроструктура.

*Плотные гетито-мартитовые руды* встречаются среди пористых мартитовых руд и роговиков, причем тяготеют больше к лежащему боку залежей («Комсомолка», Южная — рудник им. Р. Люксембург; Основная карьера I), но наблюдаются и у всякого бока. Формы рудных тел гетито-мартитовых руд —



А



Б

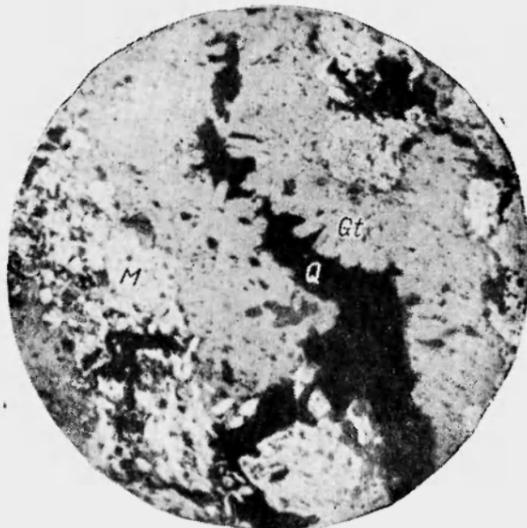
А — мартитизированный магнетитовый роговик; псевдоморфозы гематита (*Gl*) по реликтовому магнетиту (*Mt*) в мартите; *H<sub>m</sub>* — гематит, темно-серое — кварц; аншлиф,  $\times 215$ .

Б — выщелоченный кварцевый прослой; структура мартита; серое — кварц, темно-серое — поры, отраженный свет; шлиф,  $\times 60$ .

ТАБЛИЦА XXVII



А



Б

А — плотная сидерито-мартитовая руда; реликты кварца (Q) в сидерите (Sd); светлое — мартит, темное — поры; аншлиф,  $\times 60$ .

Б — плотная гетито-мартитовая руда; замещение кварца гетитом (Gt), M — мартит; аншлиф,  $\times 60$ .

неправильные, изометричные гнезда, реже маломощные линзы, ориентированные согласно полосчатости вмещающих пористых руд. Размер рудных тел не превышает 1,5—2 м.

Гетито-гематитовые руды сложены в основном мартитом, гетитом, железной слюдкой, реже встречаются кварц, лимонит и сидерит. Гетит выполняет ранее занятые кварцем промежутки между рудными минералами, составляя по объему до 25—30%. С кварцем первичных мартитовых руд и роговиков гетит образует типичные структуры замещения, свидетельствующие о вторичном его происхождении (табл. XXVII, Б). Об этом говорит и замещение магнетита гетитом внутри мартитовых оболочек и секущие прожилки гетита. Форма зерна гетита обычно неправильная, реже таблитчатая, в микропустотах — игольчатая или столбчатая. Сидерит аналогичен описанному в сидерито-мартитовых рудах.

Для гетито-мартитовых руд характерна исключительная плотность и механическая прочность, текстуры их в той или иной степени напоминают текстуру исходных образований, хотя полосчатость проявлена значительно хуже. В обеих разновидностях руд, как говорилось выше, прекрасно проявлены процессы замещения кварца гетитом и сидеритом. Тесная ассоциация гетита, лимонита и сидерита в гетито-мартитовых и сидерито-мартитовых рудах весьма обычна и объясняется, по-видимому, одновременным или близким к нему выделением этих минералов, вторичный характер которых не вызывает сомнения.

Анализ геологических условий залегания и изучение структурных взаимоотношений минералов гетито-мартитовых и сидерито-мартитовых руд ясно указывает, что их возникновение связано с инфильтрацией поверхностных вод в наиболее проницаемых участках. Гипергенные воды с большим удельным весом бикарбонатов в растворе при взаимодействии с железом вмещающих пород способствовали выпадению сидерита, который отлагался в порах, пустотах и трещинах мартитовых руд. Таким образом, сидерито-мартитовые и гетито-мартитовые руды являются инфильтрационными, вторичными образованиями по отношению к рыхлым мартитовым рудам. В заключении интересно отметить, что сравнение площадей окисленных пород на глубинах 100 и 500 м (см. рис. 46, 47) дало впервые возможность получить представление о сокращении гипергенных процессов с глубиной. Если принять площадь развития окисленных пород на глубине 100 м за 100%, то на глубине 500 м она составит 66—68%, т. е. сократится на 1/3. Некоторые, пока еще немногочисленные данные говорят о дальнейшем сокращении зоны окисления на глубинах 800—1000 м. Интересно сопоставить данные о затухании гипергенных процессов на глубину с распространением богатых железных руд на тех же глубинах. Работами последних лет установлено, что суммарные рудные площади по всем рудникам Саксаганского района не имеют тенденции

к уменьшению (Я. Н. Белевцев, 1957). Содержание железа в основных залежах железных руд в V и VI железистых горизонтах в интервале 200—1000 м более или менее постоянно, хотя и изменяется от 59 до 62,5%. Характерным для всех рудных залежей является повышенное содержание железа до глубины 300—400 м, что связано с интенсивным выносом кремнезема, обогатившим железом приповерхностные части рудных тел.

Следовательно, сокращение на 1/3 площади окисленных пород на глубине от 100 до 500 м свидетельствует об отсутствии прямой зависимости размеров рудных площадей от интенсивности процесса окисления. Если образование железных руд было бы генетически связано с гипергенным процессом, то тогда такая зависимость изменения площади окисленных пород и богатых руд является необъяснимой.

Процесс эволюции гипергенных растворов в ходе фильтрации через горные породы хорошо разработан М. Н. Доброхотовым (1955) и с нашей стороны возражений не вызывает. Общий ход геохимических процессов в зоне гипергенеза во многом определяется величинами концентрации водородных ионов и кислородного потенциала в поверхностных растворах.

Нисходящие растворы, проникая в железистые породы, в самых верхних горизонтах характеризовались, очевидно, высоким содержанием углекислоты и кислорода и сравнительно низким значением pH. Действие этих растворов на кварцево-железистые породы проявилось в разложении карбонатов, силикатов и окисления магнетита. Разложение карбонатов и силикатов, содержащих закись железа, шло с образованием окислов и гидроксидов железа. Глинозем железистых силикатов дал начало каолиниту и другим глинистым минералам, которые образовали смеси с дисперсными окислами железа. Основания силикатов — кальций, магний и т. д. растворялись и уносились в виде бикарбонатов. Вероятно, некоторая часть железа также растворялась в виде бикарбонатов и уносилась поверхностными водами.

С проникновением гипергенных вод на более глубокие горизонты изменялся их состав. В процессе циркуляции поверхностных вод последние теряли кислород, который уходил на окисление железа и других компонентов вмещающих пород, что способствовало созданию восстановительной обстановки. Вследствие увеличения в водах количества растворенных карбонатов и уменьшения содержания свободной углекислоты, значение pH в гипергенных растворах возрастало. Уменьшение количества  $\text{CO}_2$  в водах, вероятно, было связано с образованием бикарбонатов железа, легко растворимых и мигрировавших в кислой среде. Пропорционально уменьшению количества  $\text{CO}_2$  в растворах и росту удельного веса бикарбонатов возрастал щелочной характер вод. Щелочной характер гипергенных растворов способствовал растворению и выносу кремнезема из первичных руд, джеспилитов и сланцев. Наиболее ярко этот процесс проявлен

при выщелачивании кремнезема из плотных магнетитовых руд и джеспилитов с образованием рыхлых мартитовых руд и «шелестух». Таким образом, ход гипергенных процессов в своей наиболее активной фазе характеризовался растворением и выносом кремнезема.

Повышение щелочности вод в свою очередь способствовало выпадению из раствора карбонатов. Как известно, уже при  $pH = 7$  карбонаты железа становятся неустойчивыми в растворе. При более высоких величинах  $pH$  из растворов выпадают карбонаты магния и кальция. Одной из причин выпадения сидерита в зоне цементации, помимо смены физико-химического характера растворов, было их взаимодействие с железом вмещающих пород. При выпадении сидерит метасоматически замещал кварц и другие минералы, неустойчивые в слабощелочной среде. Так, по-видимому, создавались условия образования зоны цементации. Новообразования зоны цементации изменялись и дополнялись мартитизацией магнетита, разложением железистых силикатов и карбонатов в следующий этап, близкий к поверхностным условиям.

Изменение минерального состава руд и вмещающих пород с глубиной изучено недостаточно. Однако в некоторых местах наблюдается увеличение количества сидерита и магнетита в рудных залежах и вмещающих породах уже на глубинах ниже 400—500 м. Следует отметить, что количество магнетита и сидерита с глубиной быстрее возрастает во вмещающих породах, чем в рудах.

Карбонаты в составе магнетитовых роговиков равномерно рассеяны как в кварцевых, так и в кварцево-магнетитовых прослоях, иногда они слагают самостоятельные прослои и встречаются в виде жильных образований. По химическому составу это магнезиально-железистые карбонаты с переменным отношением  $MgO$  и  $FeO$  (от мезитита до почти чистого сидерита). Относительно природы сидерита, встреченного за пределами зоны окисления, существует две противоположные точки зрения.

Согласно первой точке зрения (Я. Н. Белевцев, 1957), сидерит, встреченный ниже зоны окисления, является в подавляющей части вторичным и значительное его распространение, по-видимому, фиксирует зону цементации. Это подтверждается часто наблюдаемым в шлифах разъеданием и замещением карбонатами амфиболов, магнетита и кварца.

Согласно второй точке зрения (П. М. Каниболоцкий, 1946; Ю. Г. Гершойг, 1950; Л. И. Мартыненко, 1950; М. С. Точилин, 1955), карбонаты, встреченные ниже зоны окисления, первично-осадочного происхождения. Об этом свидетельствует взаимоотношение зерен сидерита с кварцем, магнетитом, выдержанная послойная приуроченность сидерита, резкое разграничение сидеритовых и иных прослоев в роговиках и сланцах, и тот факт,

что относительное содержание карбонатов в роговиках не зависит от глубины (если говорить о глубинах до 1000—1100 м).

На данном этапе разведанности и изученности минерального состава руд и пород Саксаганской полосы невозможно утверждать наличие четко выраженной зоны цементации. Современная изученность природы сидерита и его распространение в породах дает основание говорить о значительном распространении метаморфогенного и гипергенного сидерита в железистых и сланцевых породах криворожской серии. Вместе с тем остается неясным, какое количество сидерита принадлежит каждому из его генетических типов.

Пути движения гипергенных вод приурочены к наиболее проницаемым участкам Саксаганской полосы. Такими участками являются тектонически нарушенные, складчато-трещиноватые зоны. Трещиноватость и мелкая складчатость пород в данных зонах в сочетании с их текстурными особенностями и обусловили наиболее свободную инфильтрацию поверхностных вод на значительную глубину. Изучение масштабов развития гипергенных процессов показало, что пути движения нисходящих гипергенных вод находятся в полной зависимости от морфологии складчато-трещинных зон. К таким зонам относятся пояса поперечной складчатости пород Саксаганской полосы и район замыкания Саксаганской синклинали.

В пределах Саксаганской полосы выделяется пять поясов или зон поперечной складчатости, к которым и приурочены глубинные зоны окисленных пород, так как эти участки явились основными путями движения гипергенных вод. Участки и целые районы, где отсутствует широко развитая трещиноватость и мелкая складчатость пород, характеризуются незначительной глубиной проникновения поверхностных вод.

На продольной вертикальной проекции V и VI железистых горизонтов (см. рис. 46, 47) равномерно чередующиеся глубинные зоны окисления пород, приуроченные к поясам поперечной складчатости Саксаганской полосы, как бы подчеркивают то основное направление, по которому происходило нисходящее движение поверхностных вод и определяют размеры и морфологию наиболее проницаемых участков.

В других случаях наиболее благоприятные условия проникновения на значительную глубину гипергенных растворов наблюдаются в районе замыкания Саксаганской синклинали. К этому району и приурочена пятая глубинная зона окисленных пород. Для этого участка составлена продольная вертикальная проекция зоны окисления IV железистого горизонта (рис. 64), на которой показан характер развития гипергенных процессов. Распространение окисленных пород дает представление о путях движения поверхностных вод. На продольной вертикальной проекции IV железистого горизонта стрелками указаны возможные пути движения поверхностных вод, которые, проникая в желе-

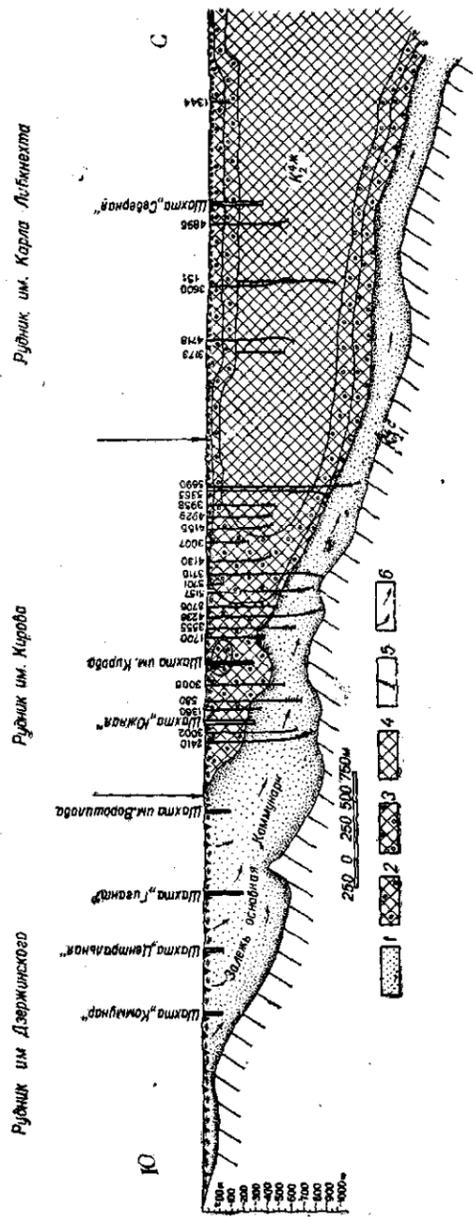


Рис. 64. Продольная вертикальная проекция IV железистого горизонта в районе замкнутая Саксаганской синклинали (по В. М. Бурмистенко).

1 — руда, 2 — окисленные силикатно-железистые роговики, 3 — частично окисленные силикатно-железистые роговики, 4 — незамещенные силикатно-железистые роговики, 5 — участки подсежения горизонта скважинами, 6 — пути движения гипергенных вод.

---

зистые породы по складчато-трещиноватым участкам, достигли шарнира и скатывались по нему на глубины, превышающие 1000—1100 м. Глубина проникновения поверхностных вод в данном случае, очевидно, определяется глубиной погружения замка Саксаганской синклинали. Нисходящее движение поверхностных вод по замку синклинали структуры объясняет интенсивное развитие процессов окисления силикатно-железистых роговиков и сланцев под толщей пород, неизмененных гипергенными процессами. На продольной вертикальной проекции IV железистого горизонта (рис. 64) видно, что окисленные породы и гетито-гематитовые руды вытянуты узкой полоской вдоль шарнира синклинали складки под неизмененными гипергенезом породами горизонта, что еще раз свидетельствует о характере движения поверхностных вод в условиях погружения замка синклинали структуры.

---

### ЮЖНЫЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Южный рудный район Криворожского бассейна занимает обширную территорию, располагающуюся к югу и юго-западу от г. Кривого Рога. Месторождения железных руд Южного района разрабатывают шахты рудников им. Ильича, Рахмановского и Ингулецкого.

В геологическом строении этого района принимают участие все породы криворожской серии и различные гнейсы и мигматиты, принадлежащие двум архейским складчато-интрузивным комплексам. К наиболее древнему комплексу относятся гнейсы и мигматиты, образующие северо-западные структуры; к более молодому — породы криворожской серии, составляющие субмеридиональную сложноскладчатую полосу.

Структура Южного района может быть отнесена к разряду сложных складчато-разрывных и определяется крупной основной — Криворожской синклиналью, которая к западу сменяется Тарапако-Лихмановской антиклиналью и Ингулецкой синклиналью. Основная синклираль разделена Советской антиклиналью на две неравные и в свою очередь очень сложные — Восточно- и Западно-Ингулецкую синклинали. Эти складки сложены породами нижней и средней свиты, а ядра их выполнены породами верхней свиты. Вся складчатая структура погружается к северу под углами от 5—10° до 15—20°, в связи с чем в северном направлении мощность пород верхней свиты, выполняющих ядра синклиналей, увеличивается и уже в г. Кривом Роге достигает 1000 м.

Структура района усложнена рядом крупных субмеридиональных разрывных нарушений, по которым прошли перемещения (достигающие 500—700 м) крупных блоков пород. Менее значительные по размерам, но многочисленные перемещения пород наблюдаются по субширотным разрывам. Разведочными работами установлено, что все разрывные нарушения перемещают рудные тела и никакого значения в рудообразовании не имеют, хотя в размещении рудных залежей их роль очень значительная.

Железорудные залежи месторождений Южного района размещаются преимущественно в породах нижней подсвиты верхней свиты и лишь незначительная часть их встречается среди железистых пород средней свиты в той их части, которая примыкает непосредственно к породам верхней свиты.

Рудоносная подсвита, имеющая мощность от 70 до 100 м, содержит в своем составе от одной до трех пластовых залежей, залегающих почти параллельно одна над другой. Повсеместно наблюдаются как бедные железом породы остальной части верхней свиты, так и очень богатые роговики и джеспилиты, совершенно не несущие залежей богатых железных руд, тогда как все залежи располагаются непосредственно на границе этих двух свит или недалеко от нее.

Таким образом, главной особенностью Южного района является строгая стратиграфическая приуроченность рудных залежей к границе пород средней и верхней свит.

#### МОРФОЛОГИЯ И СТРУКТУРА РУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

По морфологическим признакам рудные залежи Южного района делятся на два главных типа: 1) пластовые, пластообразные и линзовидные; 2) штокообразные и гнездообразные.

Первый тип залежей характерен для руд, приуроченных к породам верхней свиты, и комплексных залежей, располагающихся на контакте пород верхней и средней свит. Второй тип характерен для руд, приуроченных к породам средней свиты, и некоторых залежей бурожелезняковых руд верхней свиты.

*Пластовые рудные залежи* представляют собой плоскопараллельные тела сравнительно небольшой мощности, в пределах 5—20 м, прослеживающиеся на расстояния, измеряемые несколькими тысячами или сотнями метров (рис. 65).

К такому типу залежей может быть отнесена залежь Основная, известная в пределах Западно-Ингулецкой синклинали, располагающаяся у основания верхней свиты и местами представляющая собой комплексную залежь.

*Пластообразные залежи* — разновидность пластовых рудных тел. Они обладают такими же или несколько меньшими мощностями, занимают часто одно и то же стратиграфическое положение, но в отличие от пластовых не тянутся на большие расстояния, а прерываются по падению или по простиранию. Примером таких рудных тел является залежь Основная в Восточно-Ингулецкой синклинали (рис. 66).

*Линзовидные залежи* имеют еще меньшие размеры, они чаще выклиниваются как по простиранию, так и по падению. Мощность их большей частью незначительная (0,5—2 м) и лишь изредка достигает 10—15 м. Линзовидные залежи известны среди пород верхней свиты и обычно располагаются над Основной залежью и реже ниже ее (рис. 65 и 66). Таким характером за-

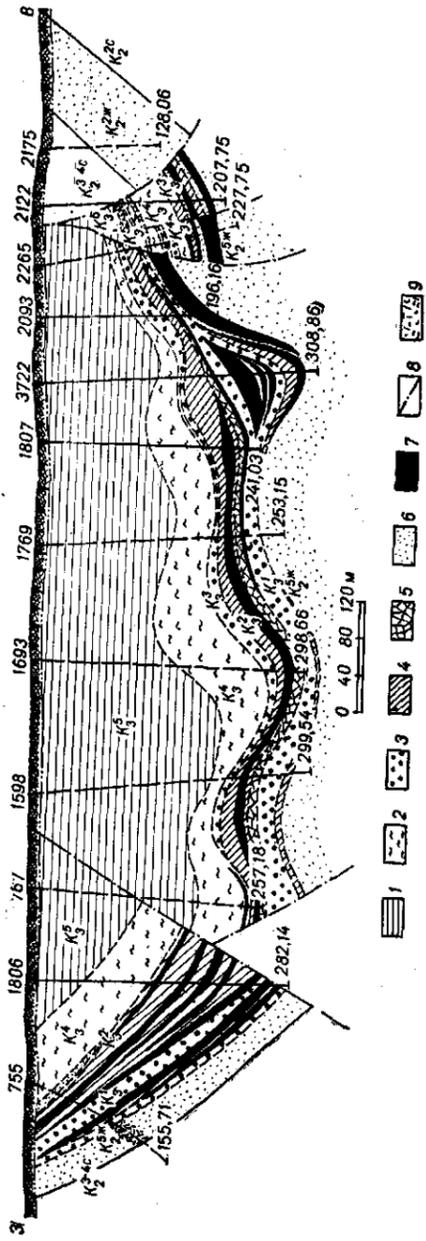


Рис. 65. Геологический разрез по участку шахты № 5 (Восточно-Ингулецкая синклиналь)  
(по В. Г. Качан).

1 — сланцы углисто-серпичтовые, 2 — сланцы кварцево-хлорито-серпичтовые (охристые), 3 — метапесчаники и кварциты, 4 — сланцы магнетито-хлоритовые, 5 — брекчия седиментационная, 6 — роговики гематито-маргитовые (магнетитовые), 7 — руды, 8 — тектонические нарушения, 9 — трещиноватость.

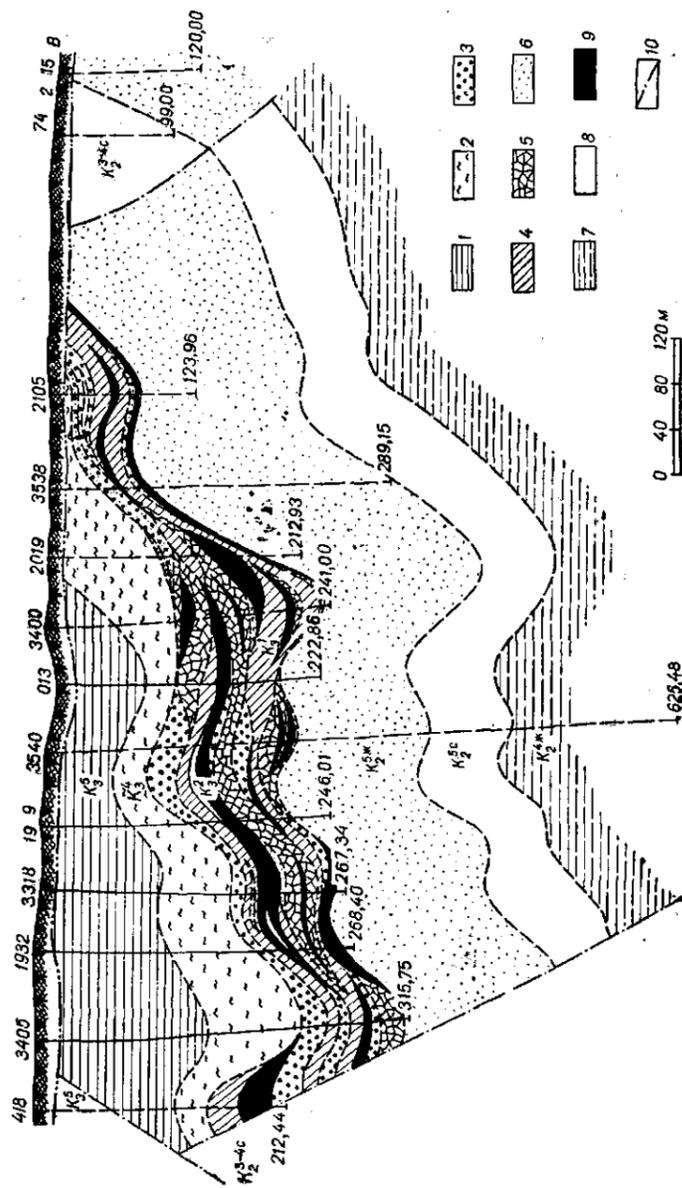


Рис. 66. Геологический разрез по участку шахты № 5 (Востоchno-Ингулецкая синклиналь) (по В. Г. Качан).

1 — сланцы углисто-серпичитовые, 2 — сланцы кварцево-хлорито-серпичитовые (охристые), 3 — метатесчаные и кварциты, 4 — сланцы магнетито-хлоритовые, 5 — брекчия, 6 — роговики гематито-магнетитовые и марштовые, 7 — роговики хлорито-магнетитовые (марштовские), 8 — сланцы биотито-хлоритовые с прослоями безрудных роговиков, 9 — сланцы кварцево-хлоритовые, 10 — руды, 11 — тектонические нарушения.

легания обладают некоторые залежи бурожелезняковых руд верхней свиты. Контакты отмеченных выше рудных тел с вмещающими их породами обычно плавные — постепенные, редко встречаются резкие.

Все три типа контактов получили широкое распространение. Примером могут служить контакты рудных залежей, установленные в поле шахты 5 (рис. 67). По рудным залежам шахт

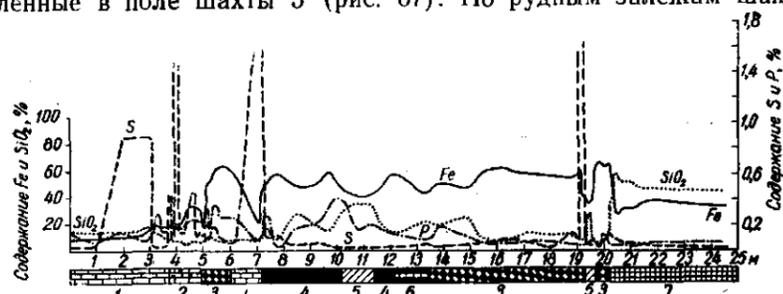


Рис. 67. График изменения содержания компонентов в рудах и вмещающих породах по залежи Основной (поле шахты № 5).

1 — кварцит с карбонатом и магнетитом, 2 — сланец магнетито-хлоритовый, 3 — брекчия, 4 — руда магнетитовая, 5 — песчаник с магнетитом в цементе, 6 — руда хлорито-магнетитовая, 7 — кварцит.

им. Валявко и им. Калинина контакты изучены по лентам образцов; о сложности контактов можно судить по зарисовке (рис. 68) и графику изменения содержания различных компонентов (рис. 69). У рудных тел, залегающих у основания верхней свиты, лежащий бок часто осложнен рядом карманов-подвесок, часто отклоняющихся в подстилающие породы средней свиты на некоторое расстояние и расширяющих мощность рудной залежи. В таких участках залежи имеют сложное — комплексное строение, где верхняя часть рудного тела образовалась в породах верхней, а нижняя — средней свиты. Принадлежность руд к породам разных свит устанавливается по их текстурным и структурным особенностям. Руды верхней свиты имеют обычно массивную текстуру, а в руде, образованной за счет пород средней свиты, сохраняется реликтовая полосчатая текстура, характерная для вмещающих железистых роговиков и джеспилитов.

Такие комплексные залежи маритовых руд встречаются на шахтах Рахмановского рудника, где они образовались как за счет сланцев К<sub>3</sub>, так и джеспилитов К<sub>2</sub>.

Характерной особенностью залежей, приуроченных к породам верхней свиты, является их участие в складчатости.

Рудные тела вместе с вмещающими их породами полностью повторяют складчатые изгибы, характерные для той или иной структуры, к которым они приурочены (рис. 65 и 66).

Сложная складчатость, присущая рудным телам, приуроченным к породам верхней свиты, особенно ярко проявляется



в шарнирах и дополнительных перегибах складок. Здесь наиболее полно проявляются раздувы и пережимы рудных тел. В отдельных участках рудные тела, находясь на одном из крыльев складок, исчезают на втором; прослеживаются в шарнирах мелких синклинальных складок, выклиниваясь в антиклинальных перегибах или наоборот.

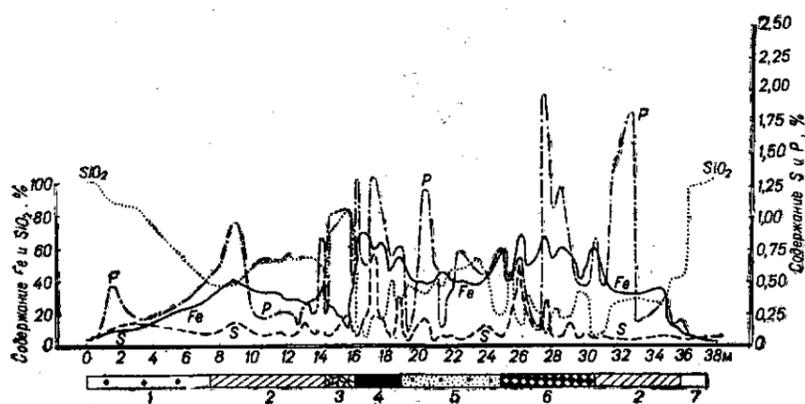


Рис. 69. График изменения содержания компонентов в рудах и вмещающих породах. Поле шахты им. Калинина, горизонт 214 м.

1 — карбонатная порода, 2 — карбонатно-магнетитовая порода с прослоями хлорито-магнетитового сланца, 3 — руда хлорито-магнетитовая с узкими прослоями карбонатной породы, 4 — руда хлорито-магнетитовая с железной слюдкой, 5 — сланец хлорито-магнетитовый с железной слюдкой ( $K_3^1$ ), 6 — руда железнослюдково-магнетитовая ( $K_{2-3}$ ), 7 — руда железнослюдково-магнетитовая с прослоями карбонатной породы ( $K_1$ ).

Вследствие складчатости углы падения рудных тел в разных участках структур не постоянны. Обычно в участках, где рудные залежи приурочены к крыльям крупных и мелких складок, углы падения изменяются от 30—35 до 60—70°; в шарнирах же складок часто наблюдается почти горизонтальное залегание. Рудные залежи не только принимали участие в складчатости, но вместе с вмещающими породами испытали на себе и разрывные тектонические нарушения (рис. 65). Разрывные нарушения еще более усложнили морфологию рудных тел. Перемещения отдельных частей рудных залежей достигали амплитуд в несколько десятков метров. Наиболее крупные разрывы рудных тел наблюдаются по крыльям Западно-Ингулецкой и Восточно-Ингулецкой синклиналей.

Кроме крупных тектонических нарушений, в рудных залежах наблюдаются трещины отдельностей и грубого квиважа. Трещины отдельностей развиты в руде по трем направлениям. Раз-

личаются поперечные крутопадающие, диагонально склоняющиеся на юг и продольные крутопадающие трещины.

Трещины грубого кливажа разлома по направлению почти всегда совпадают с трещинами отдельностей, образуя те же системы.

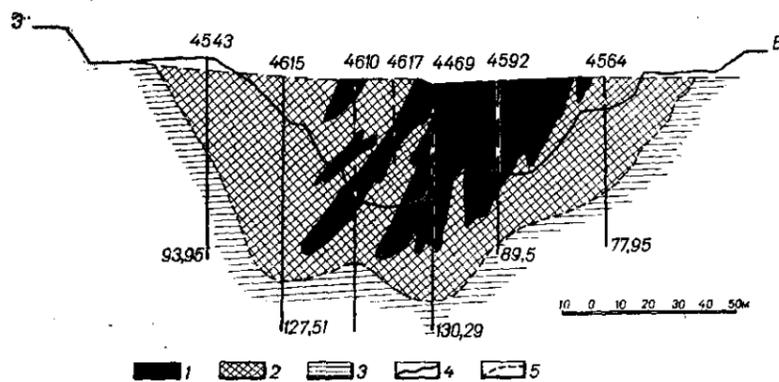


Рис. 70. Геологический разрез карьера 4 рудника им. Ильича.

1 — руда маритовая, 2 — джеспилиты ( $K_2^{5ж}$ ), 3 — хлоритовые сланцы ( $K_2^{ж}$ ), 4 — граница отработанного участка, 5 — стратиграфические контакты.

*Штокообразные и гнездообразные залежи* характерны в основном для маритовых руд, залегающих вблизи поверхности среди пород средней свиты. Они представляют собой большей частью вытянутые по простиранию вмещающих их пород тела с различной длиной и шириной. Длина их изменяется в пределах 100—150 м, ширина — 15—30 м. Известны также тела, близкие к округлой форме, с размерами в поперечнике 50—60 м. Падение рудных тел одинаковое с падением вмещающих пород, иногда наблюдается пологое склонение к северу.

Характерной особенностью залежей маритовых руд, приуроченных к породам средней свиты, является незначительное распространение их на глубину по падению. Обычно они выклиниваются на глубинах 60—70 м, изредка достигая 100—120 м.

В руде часто встречаются включения неоруденелых пород, а в руде, в особенности в выклинивающихся ее частях, наблюдаются карманы, иногда глубоко проникающие во вмещающие породы (рис. 70 и 71). Эти руды представляют собой выщелоченные джеспилиты или «шелестухи», часто приуроченные к участкам интенсивной изоклинальной складчатости (рис. 72). Руды обладают высокой пористостью, достигающей 20%, причем более высокой пористостью обладают наиболее богатые руды.

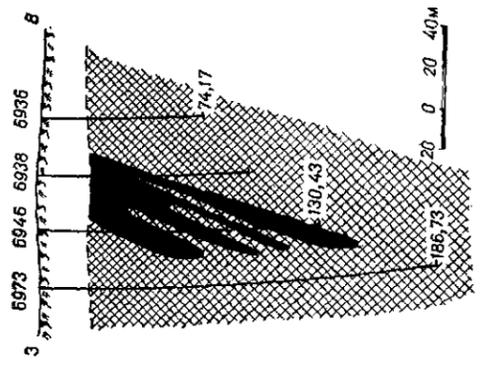


Рис. 71. Геологический разрез восточного крыла Екатеринбургской синклинали.  
 1 — кайнозойские отложения, 2 — джеспилиты ( $K_2^{Бж}$ ), 3 — руда маргитовая.

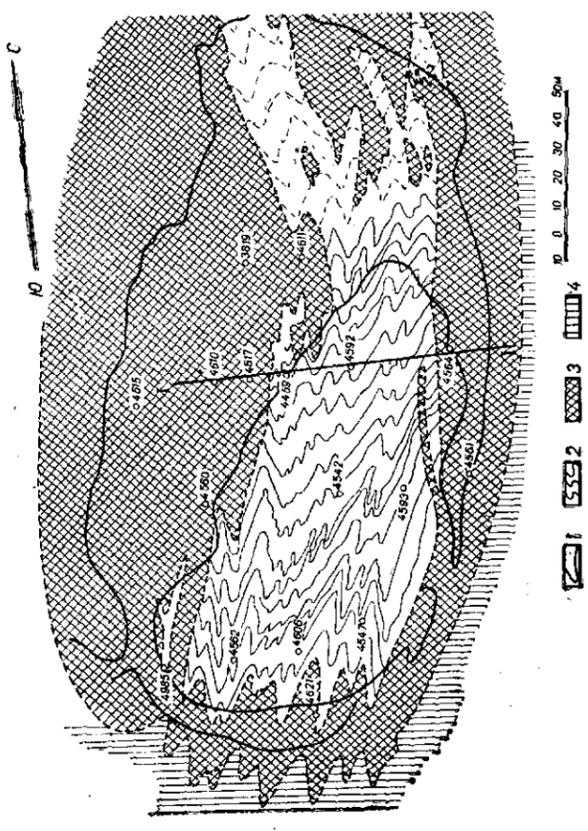


Рис. 72. План карьера 4, горизонт 60 м рудника им. Ильича.  
 1 — граница обработанных участков, 2 — руда маргитовая, 3 — джеспилиты, 4 — сланцы.

#### РАЗМЕЩЕНИЕ РУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ И РУДОНОСНОСТЬ ПОРОД

В Южном районе четко проявляется связь рудных залежей с хлорито-магнетитовыми сланцами и песчаниками верхней свиты, а также с брекчиями, железистыми роговиками и джеспилитами средней свиты.

По приуроченности рудных залежей к различным стратиграфическим горизонтам пород выделяются:

- а) руды, связанные с гематито-мартитовыми джеспилитами и роговиками ( $K_2$ );
- б) руды, приуроченные к горизонту магнетито-хлоритовых сланцев ( $K_3^2$ );
- в) руды среди песчаников, часто содержащих значительное количество магнетита, железистых силикатов и карбонатов ( $K_3^3$ );
- г) руды среди брекчий и конгломератов.

подавляющая часть рудных залежей приурочена к магнетито-хлоритовым сланцам, меньше к песчаникам, брекчиям и железистым породам средней свиты.

Магнетито-хлоритовые сланцы состоят из хлорита или амфибола, биотита, магнетита или мартита, гематита, мусковита, хлоритоида. В их составе встречается изредка турмалин, плагиоклаз, апатит. Основными породообразующими минералами является магнетит или в зоне окисления мартит, хлорит и амфибол, реже кварц. Все другие являются второстепенными минералами, не играющими существенной роли в составе пород. Среди этих пород располагаются хлорито-магнетитовые руды, которые имеют тот же, что и породы, минеральный состав и отличаются от них лишь повышенным количеством рудных минералов. Стратиграфическое положение магнетито-силикатных сланцев определяет и размещение залежей. Так, в Западно-Ингулецкой синклинали сланцы и связанные с ними руды размещены у основания верхней свиты, тогда как в Восточно-Ингулецкой синклинали они занимают более высокое стратиграфическое положение.

*Кварцево-магнетитовые песчаники с карбонатами и силикатами* содержат так называемые параллельные залежи гематито-магнетитового и кварцево-карбонатно-магнетитового состава. Безрудные песчаники и кварциты, входящие в состав нижней подсвиты верхней свиты, не имеют в своем составе руд. Они обычно обладают светло-серой, белой или зеленовато-серой окраской, плотные, массивные и лишены слоистости. В составе этих пород, кроме кварца, находятся небольшие примеси силикатов и карбоната — доломита.

*Рудные тела среди брекчий* встречаются редко. Породы эти имеют сложный состав. Обломочная часть их состоит из мелких и крупных округлых и остроугольных галек железистых роговиков средней и верхней свит, а в цементе их встречается кварц, карбонат и магнетит. В обломочной части брекчий содержится

около 30% железа. В том случае, когда в составе цемента преобладает магнетит, эти породы представляют собой богатую руду с содержанием свыше 50% железа. Такого типа породы известны в Восточно-Ингулецкой синклинали, где они наблюдаются то у основания нижней подсвиты в виде пластообразных тел, то залегают в виде линз среди других пород подсвиты (рис. 65).

Кроме того, среди охристых сланцев в Южном районе часто встречаются значительные залежи бурых железняков. Охристые сланцы состоят из кварца, серицита и глинистого вещества и являются продуктом изменения в зоне окисления кварцево-карбонатно-хлорито-серицитовых сланцев, залегающих между кварцитами и углистыми сланцами.

Рассматривая весь комплекс пород, слагающих Южное рудное поле, следует отметить весьма значительную интенсивность оруденения пород нижней подсвиты верхней свиты, о чем можно судить по высокому коэффициенту рудоносности — 24%. Высокая интенсивность оруденения нижней подсвиты хорошо сочетается с повышенным содержанием железа в исходных породах. Среднее содержание железа в магнетито-силикатных сланцах составляет 32,3%, в кварцево-карбонатно-магнетитовых песчаниках оно изменяется в пределах от 28 до 32%; в обмолочных образованиях — конгломератах и брекчиях — среднее содержание железа около 32%. Лишь безрудные кварциты и кварцито-песчаники содержат незначительное количество железа, где оно не превышает 5—7%. Произведенное сравнение средних содержаний железа, заключенного в магнетито-силикатных сланцах, кварцево-магнетитовых песчаниках, брекчиях и конгломератах нижней подсвиты с железистыми роговиками и джемпилитами средней свиты, показало близкое сходство их химического состава, несмотря на различие генезиса, текстуры и литологических особенностей. Таким образом, нижняя подсвита  $K_3$  является железистой с высоким коэффициентом оруденения. Не вызывает сомнения также и то, что накопление железа в породах нижней подсвиты произошло вследствие седиментации.

#### **МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ, ТЕКСТУРА И СТРУКТУРА РУД\***

Богатые руды Южного района характеризуются разнообразием минерального состава. Здесь известны мартитовые, силикатно-мартитовые, силикатно-магнетитовые, гематито-мартитовые, карбонатно-магнетитовые и лимонитовые руды.

Большое разнообразие минерального состава руд зависит от приуроченности залежей к тем или иным породам, среди которых они образовались, степени метаморфизма, глубины их залегания, тектонических структур и ряда других менее значительных причин.

\* При составлении этого раздела использованы материалы К. Ф. Щербаковой.

По преобладанию в руде магнетита, гематита, мартита или лимонита выделяются: магнетитовые, мартитовые и лимонитовые (бурожелезняковые) руды.

Среди магнетитовых руд можно выделить силикатно-магнетитовые, железослюдково-магнетитовые, гематитовые и карбонатно-магнетитовые руды. Эти разновидности, как правило, связаны друг с другом взаимными переходами и в ряде случаев их выделение в залежи чисто условно.

*Силикатно-магнетитовые руды* в зависимости от наличия в них тех или иных нерудных минералов в свою очередь делятся на: хлорито-магнетитовые, кварцево-хлорито-магнетитовые, хлорито-биотито-магнетитовые; иногда встречаются амфиболо-магнетитовые, а также хлорито-магнетитовые руды с карбонатом.

Наиболее распространены хлорито-магнетитовые руды. Эти разновидности руд очень близки между собой по составу, текстуре и структуре. Текстура их обычно массивная или со слабо выраженной слоистостью и сланцеватостью, а местами брекчиевидная.

Структура руд петельчато-сростковая, обусловленная наличием изометричных или вытянутых сростков магнетита, промежутки между которыми выполнены хлоритом, амфиболом, кварцем и другими нерудными минералами. Главный рудообразующий минерал — магнетит. В меньшем количестве встречаются железная слюдка.

Из нерудных минералов встречаются хлорит и кварц, в различных количествах и не повсеместно — карбонаты, биотиты, полевые шпаты (альбит), амфиболы, кордиерит, мусковит, хлоритоид, гранат. Аксессуарные минералы — рутил, циркон, сфен, апатит.

Иногда в хлорито-магнетитовых рудах встречается пластинчатый гематит — железная слюдка и мелкокристаллический гематит.

*Железослюдково-магнетитовые разности руд* приурочены к хлорито-магнетитовым сланцам и в меньшей степени к песчаникам с хлорито-магнетитовым цементом. Руды этого типа отличаются четко выраженной сланцеватостью, вызванной взаимно-параллельным расположением пластинок железной слюдки. Бластосаммитовая структура этих руд обусловлена наличием катаклазированных кластических зерен кварца.

Количество железной слюдки по отношению к общему содержанию рудных минералов составляет 20—40%. Второстепенное значение в рудах имеют карбонаты, альбит, амфиболы, биотит, хлоритоид, турмалин, топаз, циркон, пирит.

Железная слюдка занимает промежутки между зернами и сростками магнетита, а также слагает прослой и линзы, параллельные слоистости, или выполняет узкие ветвящиеся трещинки. Железная слюдка обычно образует таблички и пластинки длиной 0,2—1,0 мм, а в трещинах — более крупные.

*Карбонатно-магнетитовые руды* имеют темно-серый, почти черный цвет, массивную или брекчиевидную текстуру.

Средний минеральный состав руды: магнетит — 60—85%, гематит — 5—15%, карбонат — 10—25%, хлорит — 2—10%, кварц — 2—10%, куммингтонит — до 10%.

Детальное изучение соотношения богатых руд и вмещающих пород раскрывает общую зависимость минерального состава, текстурных и структурных особенностей руд и пород, подвергавшихся оруденению. В состав одной рудной залежи могут входить несколько разновидностей руд, отличающихся по минеральному составу, но в основном к хлорито-магнетитовым сланцам верхней свиты всегда приурочены хлорито-магнетитовые и железослюдково-магнетитовые руды.

Гематито-магнетитовые руды с непостоянным количеством железной слюдки приурочены чаще к горизонту песчаников (прослой этих пород с кварцево-магнетитовым цементом) или к роговикам средней свиты. Руды хлорито-магнетитовые сопровождают наиболее пластические деформированные и перемятые участки хлорито-магнетитовых сланцев, сохраняющие в общем зернистую структуру, а железослюдково-магнетитовые руды приурочены к рассланцованным участкам этих пород и отличаются преобладанием в них трещин расслоения. Последние контролируются отчетливо выделяющимися и подчеркивающими сланцеватость продолговатыми табличками железной слюдки.

Наиболее богатые гематито-магнетитовые руды располагаются обычно в трещиноватых участках кварцито-песчаниковых горизонтов и роговиков средней свиты. Распределение разновидностей руд в залежах Основной и Параллельной шахты 5 видно на рис. 73. В южной части залежей, где разрывные структуры не часты, а преобладает продольная складчатость второго порядка, распространены хлорито-магнетитовые руды, реже (локально) железослюдково-магнетитовые.

*Мартитовые руды* в пределах Южного района распространены незначительно, приурочены преимущественно к окисленным породам IV и V железистых горизонтов средней свиты и известны в зоне окисления пород верхней свиты. Текстура и структура мартитовых руд унаследована от неокисленных магнетитовых роговиков или джеспилитов, или силикатно-магнетитовых руд. Выделяются плотные и рыхлые руды, которые отличаются величиной пористости и содержанием в них кварца. В рыхлых рудах количество кварца незначительно.

Основной рудный минерал — мартит, слагающий рудные прослой. Мартит встречается как в сростках, так и в отдельных кристаллах.

В окисленных рудах верхней свиты зерна мартита цементируются мелкочешуйчатым хлорито-серицито-глинистым материалом, часть которого образует более или менее округлые

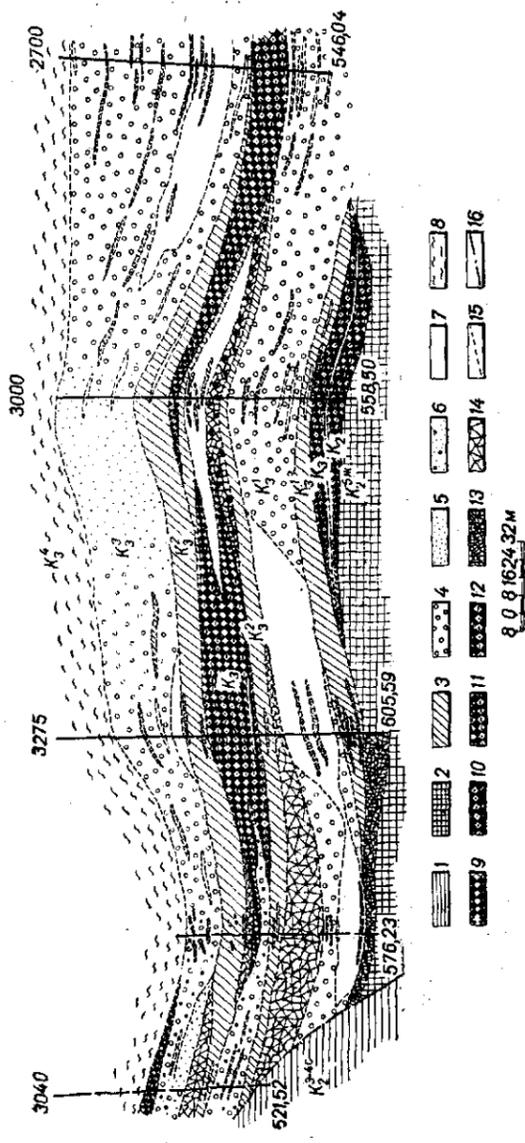


Рис. 73. Геологическое строение (в разрезе) рудных залежей Основной и Параллельной по участку шахты № 5 (по К. Ф. Щербаковой).

1 — сланцы кварцево-биотито-хлоритовые с прослоями безрудного роговика, 2 — роговики гематито-магне-  
 титовые или магнетитовые, 3 — сланцы хлорито-магнетитовые, 4 — песчаники, 5 — микрокварциты, 6 —  
 песчаники с магнетитом в цементе, 7 — кварциты, 8 — сланцы кварцево-серпичито-хлоритовые (охрис-  
 тые), 9 — руда хлорито-магнетитовая, 10 — руда гематито-магнетитовая, 11 — руда железослюдково-  
 магнетитовая, 12 — руда железослюдково-магнетитовая с гематитом, 13 — брекчия железистых роговиков  
 у контактов пород средней и верхней свит, 14 — брекчия в породах верхней свиты, 15 — контакты между  
 горизонтами, 16 — тектонические контакты.

скопления мелкозернистого кварца и большого количества серицита, чем в окружающей цементирующей массе. Каолинит в рудах имеет вид бесцветных чешуек с серыми цветами интерференции, прямым угасанием, положительным удлинением.

*Гематито-мартитовые руды* встречаются сравнительно редко. Обычно они приурочены к железистым роговикам и джеспилитам средней свиты, залегающим у лежачего бока комплексных залежей, реже к отдельным прослоям песчаника с хлорито-магнетитовым цементом.

Текстура руд обычно полосчатая, обусловленная чередованием красноватых гематитовых и синевато-серых мартитовых прослоев. Последние состоят из сильно трещиноватого крупнозернистого мартита, табличек железной слюдки, кварца и иногда выветрелых силикатов. Гематитовые прослои состоят из мельчайших чешуек и листочков гематита, находящегося в субграфическом срастании с кварцем.

*Бурожелезняковые руды* по текстурным особенностям и физическим свойствам делятся: на плотные руды (бурый железняк), рыхлые руды (охры) и смешанные.

*Плотные* разности представляют собой массивные, лишенные слоистости руды темно-бурого и шоколадного цвета. Обычно плотные разности обладают кавернозным строением и концентрическим скорлуповым сложением. Часто заметны натечные формы со стекловатой поверхностью. Под микроскопом в плотных разностях обнаруживается метаколлоидная структура.

Основная часть такой руды представлена гетитом и гидрогетитом. В небольшом количестве содержатся рассеянные зерна мартита, обломочного кварца. Изредка в руде заметны реликты хлорита и серицита, а кое-где наблюдаются и зерна карбоната — сидерита, частично замещенные гидроокислами железа.

*Рыхлые* разности руд представляют собой жирную на ощупь темно-бурую, местами охристо-желтую, рыхлую, пористую массу. Гетит и гидрогетит являются основными минералами, в различном количестве встречается кварц, реже железистый карбонат, хлорит, серицит и значительное количество глинистого вещества.

*Смешанные* разности представляют собой смесь двух первых разностей.

Химический состав руд изменчив и зависит от количества в их составе гетита и гидрогетита, а также примесей кварца, мартита и глинистого вещества.

#### ВЗАИМООТНОШЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ РУД

Различные руды Южного района связаны взаимопереходами, наблюдающимися нередко в пределах одной залежи.

Магнетитовые руды, не содержащие силикатов, постепенно сменяются силикатно-магнетитовыми, в которых зерна силикатов

либо образуют самостоятельные прослои, либо более или менее равномерно рассеяны по всей рудной массе. Изучение взаимоотношений рудных минералов показало, что первичными рудами являются хлорито-магнетитовые, гематито-магнетитовые и магнетитовые руды. Железнослюдково-магнетитовые руды возникли вследствие более позднего образования железной

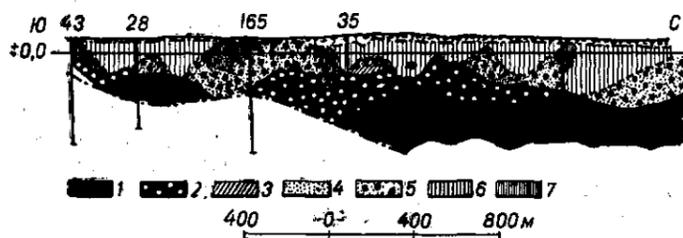


Рис. 74. Вертикальная проекция рудной залежи южной части Тарапаковской полосы (по М. И. Черновскому).

1 — руды хлорито-магнетитовые, 2 — руды хлорито-магнетито-мартитовые, 3 — руды магнетито-мартитовые, 4 — руды хлорито-мартитовые, 5 — руды мартитовые, 6 — руды мартитовые, обурожженые, 7 — руды гидрогетито-мартитовые.

слюдки в магнетитовых рудах. Вторичный характер имеет также карбонат в карбонатно-магнетитовых рудах, где он образует прожилки, линзы или цементирует рудные минералы. Кроме того, отчетливо наблюдаются переходы от неокисленных магнетитовых до окисленных гидрогетито-мартитовых руд. В распределении этих руд и переходных разновидностей видна вертикальная зональность (рис. 74). В верхних горизонтах располагаются гидратизированные мартитовые и реже гидрогетито-мартитовые руды. Глубина распространения этих руд в среднем равна 150 м и лишь в отдельных местах достигает 250 м. Ниже залегают мартитовые руды с небольшими участками хлорито-мартитовых руд. Максимальная глубина их распространения около 300 м. Еще ниже залегают хлорито-мартито-магнетитовые руды (до глубины 400 м), здесь же участками встречаются мартито-магнетитовые руды. Хлорито-мартито-магнетитовые руды постепенно переходят в неокисленные хлорито-магнетитовые руды.

Таким образом, вертикальная зональность рудных залежей выражается в уменьшении степени окисления и гидратации руд и в увеличении содержания силикатов с глубиной. О распространениях руд различных типов можно судить по данным, имеющимся для района Тарапако-Лихмановской антиклинали.

Взаимопереходы различных типов руд наблюдаются и в тех случаях, когда рудная залежь находится в различных вмещающих породах.

Соотношение рудных площадей различных типов руд

Тип руды	Процент от общей рудной площади
Гидрогетито-мартитовая	6,15
Гидратизированная мартитовая	25,00
Мартитовая	20,53
Хлорито-мартитовая	1,29
Хлорито-мартито-магнетитовая	19,84
Хлорито-магнетитовая	27,09
Итого	100,00

ГЕНЕЗИС РУД

По поводу образования залежей богатых руд Южного района среди исследователей до сих пор нет единого мнения. Одни из них считают основную часть рудных тел первичноосадочными, другие относят их к гипергенным или гидротермальным образованиям. Если первые в доказательство осадочного происхождения приводят пластообразный характер залегания, то другие указывают на сложный минеральный состав руд, по их мнению, характерный для гидротермальных процессов.

Приведенное выше краткое описание морфологии, минерального состава и размещения рудных тел среди пород средней и верхней свит дает основание полагать, что рудные залежи Южного района созданы не одним каким-либо рудообразующим процессом, а имеют сложное происхождение.

Для удобства рассмотрения образования различных руд Южного района приведем его отдельно для каждого типа руд.

Магнетитовые и гематито-магнетитовые руды

Пластообразная форма залежей, приуроченных к породам нижней части верхней свиты, близость минерального состава пород и руд, одинаковые условия залегания руд и вмещающих пород и отсутствие следов гидротермальной деятельности позволяют магнетитовые и гематито-магнетитовые руды считать первично-осадочными образованиями.

Изучение пород верхней свиты показало, что накопление богатых железом осадков, давших затем породы и руды нижней подсвиты, происходило вследствие изменения условий седиментации по сравнению с теми, которые были при седиментации осадков железорудной свиты.

Изменение условий осадконакопления подчеркивается отсутствием в породах нижней части верхней свиты столь характерной тонкой полосчатости, присущей железистым породам средней свиты. Это подтверждается также и обилием в составе пород верхней свиты кластогенного материала, в частности та-

ких грубообломочных пород, как седиментационные брекчии и конгломераты, отсутствующие в породах средней свиты. Наличие в брекчиях и конгломератах обломков железистых пород средней свиты свидетельствует о проходившем местами размыве и переотложении пород этой свиты.

Согласно В. В. Белоусову, такая смена условий осадконакопления наступает в период перехода геосинклинали от одного цикла развития к другому. Эти переходы характеризуются резкой сменой географических условий области питания, состава осадочного материала, а также скорости накопления осадков.

Изучение пород верхней и средней свит показало, что характерная ритмичность и чередование прослоек, наблюдаемые в железистых роговиках средней свиты, в общем сохраняются и для пород нижней части верхней свиты, но это чередование приобретает более грубую форму и мощность каждого слоя увеличивается. Так, если в железистых роговиках наблюдается чередование трех видов прослоек: рудных, силикатных и кварцевых, то такая же последовательность устанавливается и для пород верхней свиты в Западно-Ингулецкой синклинали. Здесь в разрезе снизу вверх прослеживается рудный пласт, перекрытый магнетито-силикатными сланцами, в свою очередь, сменяющимися пластом безрудных песчаников и кварцитов.

Если в железистых роговиках мощность прослоек измеряется несколькими миллиметрами и сантиметрами, то в низах верхней свиты они представлены единицами и десятками метров. Увеличение мощности слоев, которые возникли, очевидно, было связано с повышенным размывом и увеличением количества приносимого в водный бассейн как обломочного, так и растворенного материала. Такая последовательность в чередовании пластов наблюдается не везде, в частности, ее нет в Восточно-Ингулецкой синклинали, где она была нарушена обильным привносом кластогенного материала.

Источники обильного привноса железа в водный бассейн при накоплении осадков нижней части верхней свиты остаются неясными. Можно полагать, что ими были главным образом разрушавшиеся в этот период богатые железом породы средней свиты, однако не исключена возможность участия в привносе железа и вулканической деятельности, на роль которой в докембрии указывал Н. М. Страхов.

Обращает на себя внимание характерная приуроченность рудных залежей к силикатным сланцам, наблюдаемая в нижней части верхней свиты. Изучение распределения железа в осадках современных морей показало, что содержание в них железа находится в обратной зависимости от диаметра, частиц осадка. Повышенное содержание его наблюдается в илах, меньшее — в алевритах и еще меньшее — в песках. Такая закономерность установлена и для ряда пород, образовавшихся в морских бассейнах более ранних периодов.

Такая же зависимость наблюдается и в породах верхней свиты. Наиболее богатые железом магнетито-хлоритовые сланцы содержат наибольшее количество залежей руд, меньше их встречается в песчаниках и незначительная часть приурочивается к брекчиям и конгломератам.

Следует отметить, что такая приуроченность рудных тел к сланцам не находит себе объяснения с точки зрения образования залежей гидротермальными растворами. Известно, что в сланцах условия циркуляции растворов осуществляются значительно хуже, чем в песчаниках, брекчиях и конгломератах.

Преобразования, происшедшие при диагенезе и региональном метаморфизме, произвели глубокие изменения первичных осадков, создали сложные парагенезисы минералов в породах и рудах, наблюдаемые в настоящее время.

Согласно Л. В. Пустовалову, начало образования ряда сложных минералов происходит уже в процессе диагенеза. Направление диагенетических преобразований не оставалось постоянным и менялось на определенных этапах формирования пород, о чем свидетельствует наличие в этой толще руд и пород силикатно-магнетитового и кварцево-карбонатно-магнетитового состава.

Последовавшие вслед за диагенезом процессы метаморфизма произвели еще более глубокие преобразования пород, возникших при диагенезе. Повышенные давления и температуры во многом способствовали созданию сложных парагенезисов минералов, наблюдаемых в породах и рудах района.

При метаморфизме большую роль играла влага, освобожденная из пород; обладая различным характером рН и кислородного потенциала, она могла растворять отдельные элементы и переоткладывать их. Этим, очевидно, следует объяснить наличие среди существенно магнетитовых руд железной слюдки, турмалина и других минералов, приуроченных к зонам первичной трещиноватости и являющихся эпигенетическими по отношению к магнетиту, хлориту и другим минералам. Метаморфизм пород и формирование складчатых структур тесно связаны во времени и происходили после отложения пород верхней свиты. В дальнейшем породы и руды, смятые в складки, претерпели разрывные нарушения, по которым как рудные тела, так и вмещающие их породы в отдельных участках смещены.

Это обстоятельство также не согласуется с теорией образования руд гидротермальными растворами, так как следов циркуляции растворов по зонам нарушений не наблюдается.

Таким образом, образование пластообразных рудных тел силикатно-магнетитовых, гематито-магнетитовых и карбонатно-магнетитовых руд нижней подсвиты верхней свиты обязано процессам седиментации и метаморфизма; следовательно, генезис их осадочно-метаморфический. Такому способу образования не противоречит и тот сложный минеральный состав,

наблюдаемый в рудных телах и вмещающих породах верхней свиты, тем более, что в нем нет типичных минералообразований, характерных для гидротерм магматогенного происхождения.

#### Мартитовые руды

При изучении минерального состава мартитовых руд, залегающих среди железистых пород средней свиты, установлена тесная связь их с вмещающими роговиками и джеспилитами. Выяснено также, что рудные тела приурочены к участкам интенсивного развития складчатости и разрывов в железистых породах, установлено незначительное распространение этих рудных тел на глубину.

Рассматриваемые мартитовые руды совершенно аналогичны «шелестухам» Саксаганского района, представляющим собой продукты гипергенного изменения богатых железом джеспилитов и железистых роговиков. В настоящее время установлено, что мартитовые роговики и джеспилиты с глубиной сменяются магнетитовыми. Такой переход магнетита в мартит происходит в зоне окисления, имеющей местами широкое развитие в отдельных участках Криворожского бассейна.

Процесс мартитизации магнетита происходит под влиянием богатых кислородом и углекислотой водных растворов. Обогащение растворов кислородом и углекислотой может происходить пополнением из воздуха, а также в результате разложения карбонатов, наличие которых неоднократно отмечалось в составе пород средней свиты. Известно, что карбонат в зоне окисления неустойчив и, разрушаясь, переходит в бикарбонат. Последний, в особенности бикарбонат магния, является сильным основанием и может создавать щелочную среду. В щелочной среде происходит вынос из богатых железом роговиков и джеспилитов кварца. Этому процессу способствует повышенная трещиноватость, наблюдаемая в участках, к которым приурочены руды. Щелочная среда и наличие бикарбонатов в растворах разрушительно действуют на силикаты, из-за чего железо, заключенное в них, получает некоторую возможность мигрировать. При определенных условиях железо может перейти в гидроокислы и остаться на месте, соединяясь с глинистыми продуктами, получившимися при разложении силикатов, образуя гетито-гематитовые породы.

Кремнезем в условиях зоны окисления в щелочной среде растворяется в воде и мигрирует в растворе, достигая зоны цементации, где может выпадать. Вынос кварца из железистых роговиков и джеспилитов приводит к увеличению пористости, достигающей 25—35%, и тем самым вызывает увеличение содержания железа в породе.

Сравнение содержания железа и других компонентов в руде и породах (вес.%) приводим в табл. 77.

Таблица 77

Компонент	Джеспилиты			Мартитовая руда		
	Минимальное	Максимальное	Среднее	Минимальное	Максимальное	Среднее
Fe	18,48	46,40	32,44	47,2	64,2	57,79
SiO <sub>2</sub>	23,50	59,44	44,32	3,24	29,2	10,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,54	3,15	2,38	Следы	3,84	2,35

Из приведенной таблицы видно, что рыхлые мартитовые руды («шелестухи») отличаются от вмещающих их джеспилитов повышенным содержанием железа и пониженным содержанием кремнезема.

Содержание глинозема и других компонентов как в породах, так и в руде незначительно и их миграция не играет существенной роли при образовании руды. Приуроченность залежей этих руд к железистым роговикам и джеспилитам, являющимся бедными рудами, спорадическое развитие руд среди этих пород в участках интенсивной трещиноватости и смятия, затухание процессов оруденения с глубиной позволяют считать такие руды остаточными, возникшими в результате гипергенных процессов в зоне окисления. Несомненно, что гетито-мартитовые и мартитовые руды, приуроченные к породам верхней свиты, имеют тот же генезис. В этом случае в зоне окисления произошли глубокие изменения минерального состава руд: магнетит перешел в мартит, силикаты в окислы и гидроокислы железа и глинистые минералы. Разрушение силикатов сопровождалось выносом значительной части кремнезема.

Таким образом, мартитовые руды («шелестухи») Южного района, залегающие среди пород средней свиты, «краско»-мартитовые и мартитовые руды верхней свиты образованы гипергенными процессами в зоне окисления.

#### Бурожелезняковые руды

Минеральный состав бурожелезняковых руд, выклинивание залежей на относительно небольших глубинах, приуроченность руд исключительно к зоне окисления — все это, по мнению исследователей, подтверждает их гипергенно-инфильтрационное происхождение. Затруднение всегда вызывало определение источника железа для образования бурожелезняковых руд.

Ю. Г. Гершойг считает, что бурые железняки представляют собой образования площадной и линейной коры выветривания первичных окисных руд, а также вмещающих их железистых пород\* и сланцев.

\* Под железистыми породами в данном случае автор имеет в виду железистые роговики и мартитовые песчаники.

Другие исследователи считают, что бурые железняки образуются за счет песчанистых кварцево-охристых сланцев, а также возникают вследствие обурожелезнения мартитовых и гематитовых руд путем гидратизации железа в сланцах и мартитовых рудах. На возможность гидратизации окисных минералов железа — гематита и магнетита — и переход их в гидроокисные соединения в пределах Кривого Рога имеются неоднократные указания. Считается, что процесс может проходить в результате разложения имеющихся в породах сульфидных минералов железа или при наличии в растворах гуминовых кислот. Преобразование окисных минералов в гидроокисные действительно наблюдается в зоне окисления, однако количество гематита и мартита среди других минералов, слагающих горизонт охристых сланцев, явно недостаточно для образования залежей.

Такому способу образования руд противоречат также следующие факты:

а) стратиграфическая приуроченность залежей бурых железняков к толще охристых сланцев, в которых гематит и магнетит составляют не более 5—8%;

б) незначительное количество железистых силикатов в горизонте охристых сланцев, к которым приурочены руды;

в) незначительное для образования залежей содержание железа (5—8%) в силикатах;

г) невозможность миграции железа из других вышележащих пород углистых, кварцево-серицитовых и кварцево-биотитовых сланцев, содержание железа в которых весьма незначительно.

В последнее время при изучении керна скв. 1653 (рис. 75), пройденной в поле шахты им. Валявко, вскрывшей залежь бурых железняков в месте ее выклинивания (интервал 74—80 м), удалось установить, что бурый железняк образовался за счет кварцево-серицито-хлорито-карбонатной породы.

Микроскопическое изучение и химический анализ показали, что основная масса карбоната представлена здесь значительно окисленным сидеритом. Желваки его составляют 60—70% породы, представляют собой темно-бурую до шоколадного цвета массу, в которой под микроскопом видны скопления сидерита.

Химический анализ этой породы, взятой из керна на 75 м скв. 1653, приводим ниже (вес, %):

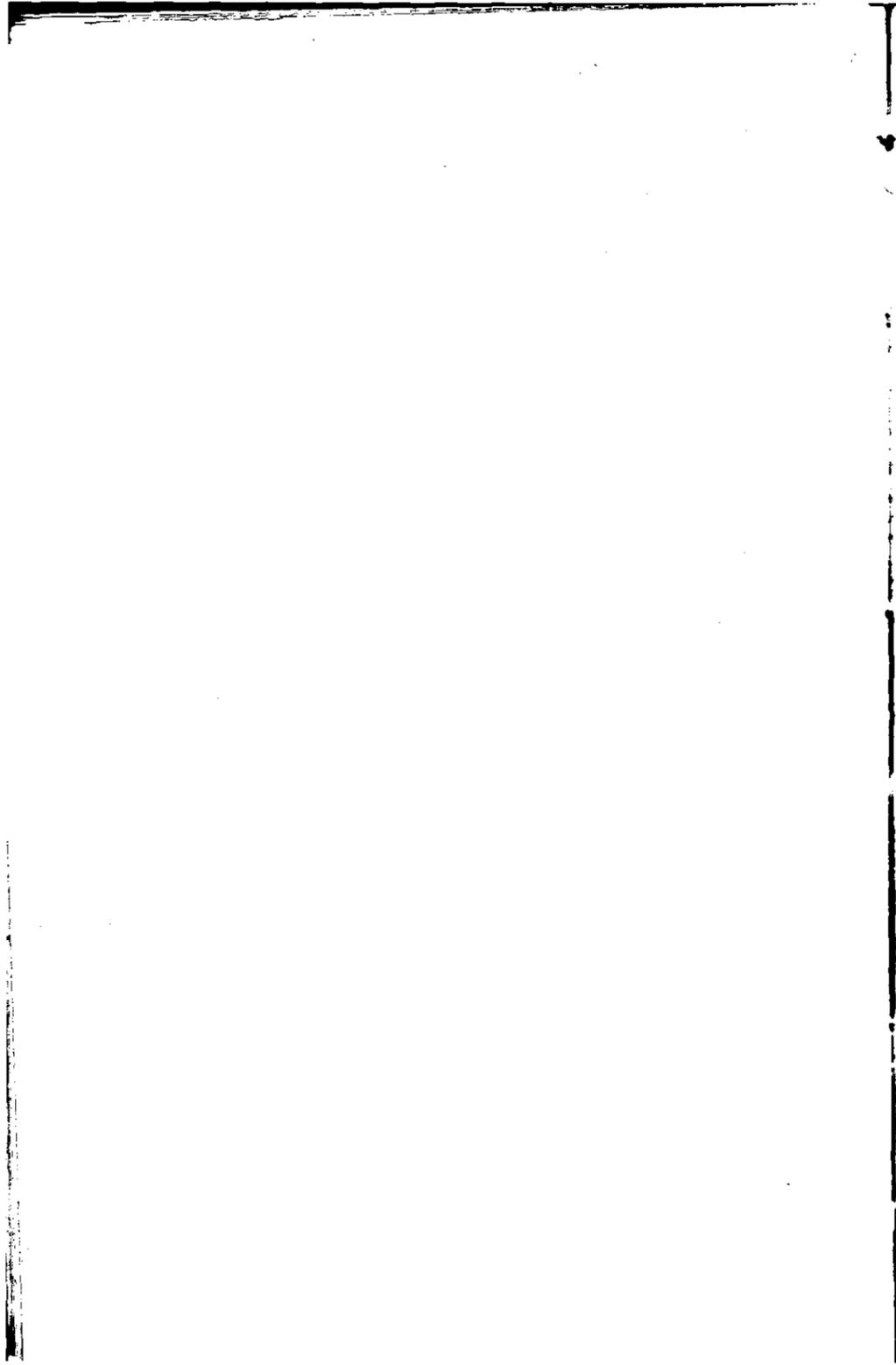
$Fe_2O_3$  — 6,50;  $FeO$  — 40,44;  $SiO_2$  — 15,50;  $Al_2O_3$  — 8,19;  $CaO$  — 0,15;  $MgO$  — 0,24;  $MnO$  — 0,05;  $CO_2$  — 24,27; п.п.п. — 4,75, что в пересчете на минеральный состав дает 65% сидерита и около 10% гематита и гидрогетита. Аналогичные желваки или стяжения, содержащие сидерит, установлены также в горных выработках шахты им. Валявко. Эти данные дают основание считать главным источником железа при образовании бурых железняков сидерит.

Некоторым подтверждением сказанному может являться

ТАБЛИЦА XXVIII



Стяжения окисленного сидерита среди выветрелых  
охристых сланцев.



наблюдаемый процесс замещения сидерита гидроокислами железа в отвалах карьера № 1 рудника им. Ильича. На поверхности этих отвалов, насыпанных более трех лет тому назад, среди почти полностью выветрелых масс охристых сланцев видны в большом количестве единичные стяжения, а иногда

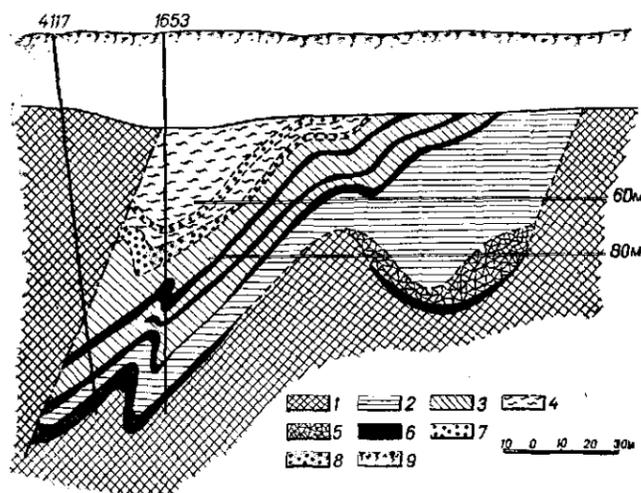


Рис. 75. Геологический разрез по оси 45 Екатеринбургской синклинали.

1 — джеспилиты, 2 — магнетито-мартиито-силикатные сланцы, 3 — безрудные кварциты и песчаники, 4 — охристые кварцево-серпичитовые сланцы, 5 — брекчии, 6 — мартиитовые руды, 7 — лимонитовые руды, 8 — лимонитовые руды с сидеритом, 9 — кайнозойские отложения.

целые прослои окисленного сидерита (табл. XXVIII). Под микроскопом в шлифах, изготовленных из стяжений, обнаруживается сидерит, уже частично замещенный гидроокислами железа.

Среди пород горизонта охристых сланцев, залегающих ниже зоны окисления, карбонат — сидерит местами играет значительную роль. Крупные линзы сидерито-кварцевой породы были встречены при бурении скв. 1 и 4169, пройденных у шахты им. ГПУ.

Скв. 4169 на глубине 275—281 м была перебурена кварцево-карбонатная порода, где сидерит составлял около 40—50%. Химический анализ показал содержание в ней FeO — 38,88%; CO<sub>2</sub> — 22,88%. Железо, находящееся в сидерите в зоне окисления, переходит из закисной в окисную форму и при наличии кислорода и воды образует бурый железняк. Процесс этот, очевидно, происходит по следующей схеме:



Как известно, в зоне окисления неустойчивы железистые силикаты. Так как железистые силикаты находятся в породе в сравнительно незначительных количествах и содержание в них железа невелико, то залежи бурых железняков только за счет их, конечно, образоваться не могут, но второстепенным источником железа они могут быть.

Увеличение содержания железа в рудах может также произойти и в результате выщелачивания некоторой части кварца первичной породы. Таким образом, залежи бурых железняков, известные в пределах Южного района, образовались в гипергенных условиях из осадочно-метаморфических пород, сложенных железистыми карбонатами с подчиненным количеством железистых силикатов.

Из приведенного выше следует, что рудные залежи в пределах Южного рудного района имеют неодинаковое происхождение. В образовании их основную роль играли процессы седиментации, приведшие к образованию пластообразных рудных тел в нижней подсвите верхней свиты, в окончательном формировании которых важную роль играли метаморфические процессы.

Мартитовые руды «шелестухи» являются продуктом гипергенной переработки железистых метаморфических пород средней свиты. Такой же генезис устанавливается и для мартитовых, гетито-мартитовых и бурожелезняковых руд, наблюдаемых среди пород верхней свиты, с той лишь разницей, что они возникли за счет силикатно-магнетитовых и карбонатно-магнетитовых руд и сланцев, богатых сидеритом.

### СОПОСТАВЛЕНИЕ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ РУД КРИВОРОЖСКОГО БАСЕЙНА

В пределах Криворожского бассейна в настоящее время выделяются пять различных типов руд, характеризующихся не только различным минеральным составом, но и морфологией рудных залежей, структурой и текстурой, условиями залегания и приуроченностью их к различным структурно-тектоническим узлам в породах криворожской серии.

*Магнетитовые, силикатно-магнетитовые и гематито-магнетитовые руды*, образующие рудные столбы, линзы и сложной морфологии залежи, приуроченные к складчато-трещинным структурам в породах железорудной свиты. К этому типу рудных залежей и месторождений относятся руды Северного района бассейна и магнетитовые залежи, встреченные в Саксаганском районе. Магнетитовые руды и залежи Северного и Саксаганского районов имеют очень много общих черт, которые не позволяют оценить их как случайное совпадение. В том и другом случае эти руды имеют кварцево-магнетитовый, гематито-магнетитовый, или силикатно-магнетитовый состав. Рудные залежи располагаются среди сложных складчато-трещинных структур в виде рудных столбов, линз, штокверков или гнезд. Рудные залежи представляют собой железистые сланцы, роговики или джеспилиты, обогащенные магнетитом, реже гематитом. Контакты рудных залежей не резкие, характеризуются постепенным переходом породы в руду и относятся к метасоматическому типу. На контактах в большинстве случаев наблюдается описанное выше характерное утонение кварцевых прослоев, явление складчатости и частичное замещение нерудных прослоев железорудными минералами. Магнетит и кварц как главные минералы рудных залежей и вмещающих пород относятся к одной генерации. Кроме того, в обоих районах встречаются слепые рудные залежи, а рудные столбы уходят на глубины, превышающие 1200—1500 м.

Даже такая особенность Северного района, как развитие натрового метасоматоза, не может более считаться особенностью,

так как в последние годы встречены и изучены многочисленные участки развития эгириновых роговиков и щелочных амфиболов в Саксаганском районе. Действительно важной отличительной особенностью Северного района остается высокая степень метаморфизма пород, выражающаяся, как указывает Ю. Ир. Псоловинкина (1956), в смене микросланцев с низкотемпературными минеральными парагенезисами более хорошо раскристаллизованными породами высокотемпературных парагенезисов (гранат, куммингтонит, биотит и др.). Эти образования распространены в Северном районе повсеместно, а имеют локальное значение в узких наиболее дислоцированных участках, характеризующихся интенсивным развитием складчато-трещинных структур.

Подобные участки пород, в которых развиты гранаты, роговые обманки, магнетит и другие представители высокотемпературного парагенезиса минералов, в последнее время встречены также в Саксаганском и Южном районах. Здесь они не имеют такого развития, как в Северном районе, однако все же свидетельствуют о сходстве метаморфических преобразований пород. Более широкое развитие высокотемпературных минеральных парагенезисов в Северном районе, по-видимому, объясняется значительным подъемом на современную поверхность интенсивных складчато-метаморфических частей Криворожского бассейна. Таким образом, эта главная особенность Северного района не может являться препятствием в сопоставлении его руд с рудами Саксаганского района.

Приведенные сходные черты магнетитовых руд Северного и Саксаганского районов настолько их сближают, что не остается оснований усматривать сколько-нибудь существенное различие не только в рудах и залежах этих районов, но и в процессах их образования. Не повторяя доказательств, приведенных в соответствующих главах настоящей работы, мы считаем образование магнетитовых руд Саксаганского и Северного районов связанным интенсивной миграции железа, кремнезема и некоторых других элементов пород, вызванной динамотермальным метаморфизмом пород криворожской серии.

*Мартиновые и гетито-гематито-мартиновые руды*, образующие рудные столбы, шарнирные залежи, линзы и другие сложные формы рудных тел, обладают всеми особенностями, которые указаны для магнетитовых руд. Рудные столбы, сложенные мартиновыми рудами, подобно магнетитовым распространяются по складчато-трещинным зонам и встречены скважинами на глубине около 1500 м. Отличаются они только мартиновым составом и высокой пористостью, которая образовалась вследствие разрушения кварца и выноса кремнекислоты. В пределах развития мартиновых и гетито-гематито-мартиновых рудных залежей прослеживаются широкие ореолы мартинизации вмещающих пород, которые образуют здесь глубокие зоны окисления.

Эти руды получили самое широкое распространение в Саксаганском районе и частично в Южном. В Северном районе мартитовые руды встречены в Западной Анновской полосе железистых пород и у хут. им. Петровского. На месторождениях, где развиты крупные рудные залежи и метасоматиты, мартитовые руды встречены только у самой поверхности в пределах площадной коры выветривания. В Саксаганском районе в последнее время вскрыты и изучены переходы мартитовых руд в магнетитовые на самых различных глубинах. При этом в мартитовых и магнетитовых рудах развиты и непрерывно прослеживаются одни и те же складчатые и трещинные тектонические формы и никаких новых структурных элементов или усадки — сокращения мощности при переходе магнетитовых руд в мартитовые — не возникает. Кроме того, магнетитовые руды встречаются в виде останцев среди мартитовых, а последние иногда многократно сменяются магнетитовыми в пределах рудной залежи. Эти, а также многочисленные другие данные о сходстве залежей мартитовых и магнетитовых руд дают основание считать мартитовые руды Саксаганского района измененными гипергенезом магнетитовыми рудами метаморфического происхождения. При этом мартитовые руды образовались из кварцево-магнетитовых, а гематито-магнетитовые из силикатно-магнетитовых (хлорито-магнетитовых, амфиболо-магнетитовых и др.).

Таким образом, породы и руды Саксаганского района вполне сходны с породами и рудами Северного района и существенные различия в них наблюдаются лишь в результате интенсивного развития гипергенных процессов. Однако возникает вполне естественный вопрос о причинах различной глубины окисления пород и руд в Саксаганском и Северном районах Криворожского бассейна. Решение этого вопроса затрудняется тем, что эти районы расположены рядом и геологическое строение их аналогично, что позволяет предположить аналогичный режим гипергенного изменения пород и руд в обоих районах. Вместе с тем мы не наблюдаем глубокого развития древней коры выветривания в Северном районе. Сопоставляя все особенности структуры и литологии обоих районов, отсутствие древней коры выветривания в Северном районе можно объяснить следующим:

1) Значительным поднятием Северного района по многочисленным субширотным и диагональным к простиранию молодым разрывам, расположенным севернее б. Северная Червоная на территории Первомайского месторождения. На этой поднятой части бассейна продукты древней коры выветривания смыты и непосредственно на поверхности выступают полнокристаллические породы более высокой степени метаморфизма.

2) Перекристаллизацией и уплотнением пород, вызванных щелочным и кальциево-углекислым метасоматозами, которые

сделали породы менее проницаемыми для гипергенных растворов.

### 3) Образование некоторых залежей в зонах сжатия.

При изучении структур рудных полей установлено, что рудные залежи образовывались как в зонах сжатия, так и в зонах растяжения. Пластические деформации горных пород в участках сжатия достигают относительно более высоких напряжений, чем в участках растяжения. На основании этого можно полагать, что рудные тела, образовавшиеся в зонах сжатия, находятся в породах, которые испытали более интенсивные поперечные деформации. Рудные тела, образовавшиеся в зонах растяжения, размещаются среди относительно мало деформированных пород.

Очевидно, некоторые магнетитовые рудные залежи могли сохранить состав и массивное сложение в результате того, что они размещены в зонах сжатия, где трещины в породах и рудах находятся в более закрытом состоянии, что не способствовало широкому развитию процессов выветривания — породы и руды окислены на незначительные глубины. Магнетитовые руды, расположенные в зонах растяжения пород, оказались в благоприятных условиях для широкого развития процессов выветривания, вследствие чего они превращены в мартитовые руды на большие глубины. Имеется много фактов, которые говорят о том, что железистые породы и руды интенсивно окисляются в участках растяжения пород и гораздо слабее в участках сжатия.

Таким образом, различная глубина окисления пород и руд Северного и Саксаганского районов объясняется особенностями структуры и метасоматических процессов и не противоречит одновременности образования магнетитовых руд обоих районов с последующим различным изменением их в период гипергенеза.

*Силикатно-магнетитовые и гематито-мартитовые руды, образующие рудные пласты и уплощенные линзы, имеющие большие протяжения и относительно малые мощности. Залегают они согласно с вмещающими породами и являются самостоятельными стратиграфическими горизонтами или пластами нижней части верхней свиты криворожской серии. Рудные пласты участвуют в складчатости наравне с другими породами верхней свиты и существенно не меняют своих размеров и состава в различных частях складок. Эти руды широко развиты в Южном райсе бассейна, а также протягиваются в виде узкой прерывистой полосы вдоль западной границы железистых пород в Саксаганском районе. Вероятно, к этому типу руд следует относить маломощную пластовую Ольховско-Михайловскую залежь в Северном районе. Указанные особенности, а также постоянство химического и минерального состава свидетельствуют об осадочно-метаморфическом генезисе этих руд. Накопление*

осадков с высоким содержанием железа шло в результате переотложения продуктов разложения железистых пород средней свиты. Дальнейшее преобразование осадков, богатых железом, в магнетитовые и гематитовые руды происходило в период динамотермального метаморфизма, сопровождающегося некоторым перемещением железа, кремнезема, магнезия, кальция и др.

*Гетито-гематитовые руды и «шелестухи»* принимают участие в шарнирной залежи ядра Саксаганской синклинали, а меньшая часть их составляет залежи-спутники или встречается в виде оторочек вокруг столбообразных рудных тел мартитового состава. Размещаются они в пределах глубинных зон окисления пород, приурочены к складчатым зонам и часто вместе с мартитовыми рудами образуют рудные залежи месторождения. Гетито-гематитовые руды формировались в зоне гипергенеза при разложении силикатов и карбонатов, сопровождающихся окислением железа из закисного в окисное, и образованием окислов и гидроокислов железа, каолинита и глинистых минералов.

Руды «шелестухи» представляют собой выщелоченные джеспелиты и роговики, из которых также в условиях гипергенеза вынесено значительное количество кремнезема, из-за чего они стали пористыми и богатыми железом. Распространены эти руды преимущественно в южной части Саксаганского района и в меньшей степени в Южном районе. В северном районе бассейна подобные руды встречены только в пределах Западной Анновской полосы в виде мелких залежей.

Бурожелезняковые руды образуют сложные залежи на поверхности железисто-силикатных пород, пласты валунчатых руд и рудные залежи в области контакта пород средней и верхней свит. Подавляющая часть бурожелезняковых руд тесно связана с площадной корой выветривания, распространяется до глубины 30—60 м и редко по отдельным тектоническим зонам опускается до 300—400 м. Отчетливо наблюдается более поздний характер процессов выщелачивания и обурожелезнения мартитовых и магнетитовых руд. Образование и частичное переотложение бурожелезняковых руд относится к третичному, скорее к нижнетретичному, времени.

Из всего изложенного можно сделать следующие заключения о накоплении железа в рудных залежах Криворожского бассейна:

1) Накопление и перемещение железа при образовании железных руд происходило при первично-седиментационных, метаморфических и гипергенных процессах, что указывает на большую сложность генезиса руд.

2) Наиболее ранним из них был процесс седиментационного накопления железа вместе с кремнекислотой и илисто-глинистыми осадками, заложившими основу железорудной фор-

мации. К этому же процессу седиментационного накопления железа следует отнести и образование богатых железом пластов глинисто-песчанистого состава, расположенных в нижней части верхней свиты.

3) Следующий процесс привел к формированию залежей богатых железных руд в период динамотермального метаморфизма пород криворожской серии. Главную роль в этом процессе сыграли термальные растворы метаморфического происхождения, которые вызвали широкую миграцию кремнезема, железа, магния и других элементов в ограниченных участках складчато-трещинных зон. В данном случае петрогенезис пород и рудообразование подавляющей части магнетитовых и магнетито-гематитовых руд является единым процессом, вызванным складчатым метаморфизмом, относящимся к первой фазе тектогенеза Кривого Рога.

4) Последовавшим за тем процессом перемещения железа был гидротермально-метасоматический, выразившийся в щелочном и кальциево-углекислом метасоматозе пород в местах оптимальной тонкой трещиноватости. Щелочно-кальциево-углекислый метасоматоз по последним исследованиям относится к завершающему этапу складчатого метаморфизма и, вероятно, не имеет непосредственной связи с внедрением молодых днепровско-токовских гранитов, как это предполагалось прежде. Распространение продуктов щелочно-кальциево-углекислого метасоматоза в большинстве случаев совпадает с железорудными месторождениями, что свидетельствует о генетической связи обоих образований со складчатым метаморфизмом. Щелочной метасоматоз вызвал и некоторое перемещение железа, вследствие чего наблюдаются локальные участки обогащения и разубоживания железных руд. Прямого отношения к рудообразованию щелочной и кальциево-углекислый метасоматоз не имеет, если не считать изменения минерального состава руд и возникновения в связи с этим нескольких разновидностей руд.

5) Четвертый этап перемещения железа связан с гипергенезом, наложившимся на породы и руды метаморфогенного образования. Гипергенез в Кривом Роге, и особенно в Саксаганском районе, привел к изменению различных магнетитовых руд в мартитовые и гетито-гематито-мартитовые, а также к образованию залежей гетито-гематитовых руд и «шелестух». Изменения магнетитовых руд состоят не только в мартитизации, но и разложении железистых силикатов, некотором перемещении железа и выносе кремнезема, что привело к обогащению руды железом.

Гипергенные процессы локализовались в относительно узких складчато-трещинных зонах, преимущественно там же, где и расположены рудные залежи, и обладали особенностью создавать глубинные зоны окисления (или линейную кору вывет-

ривания), уходящие на глубины, иногда превышающие 1400—1500 м.

б) Наконец, последний период перемещения железа и образования бурожелезняковых руд тесно связан с третичной корой выветривания.

Таким образом, многие залежи железных руд образовались при наложении нескольких процессов. Руды Северного района, будучи сформированными в период динамотермального метаморфизма, претерпели значительные изменения под влиянием щелочного или кальциево-углекислого метасоматоза. Руды Саксаганского района несут на себе следы глубокого изменения минерального состава и содержания главных компонентов под влиянием гипергенного изменения. Эти изменения сказались не только на минеральном составе, но и на улучшении качества руды, главным образом в результате значительного выноса кремнезема. Рудные залежи Саксаганского района часто дополнены и расширены вследствие присоединения к ним руд гипергенного образования, которые нередко развиваются у приконтактной части залежей гипогенного происхождения. Так, к залежам, сложенным мартитовыми и силикатно-мартитовыми рудами, примыкают рыхлые мартитовые и гетито-гематитовые руды или «шелестухи», с которыми они образуют комплексные залежи.

Кроме того, встречаются залежи мартитовых и гетито-гематитовых руд и «шелестух», которые образовались только в условиях древней коры выветривания и не затронуты какими бы то ни было наложенными изменениями.

Пластовые залежи магнетитовых руд Южного района изменены гипергенными процессами только у современной поверхности на несколько десятков метров, оставаясь в остальной своей части неизменными.

## ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД КРИВОРОЖСКОГО БАСЕЙНА

Рассмотренный в настоящей книге генезис различных типов железных руд по рудным районам явился основанием для уточнения генетической классификации железных руд Криворожского бассейна. В генетическом отношении все руды бассейна делятся на две большие группы.

### Метаморфогенные

*Метаморфические* образовались при интенсивной миграции железа, кремнезема и малых элементов железистых пород, вызванной динамотермальным метаморфизмом (магнетитовые руды Северного и Саксаганского районов).

*Метаморфические, измененные гипергенные процессы*, образовались при наложении гипергенных процессов на магнетитовые и силикатно-магнетитовые руды метаморфического генезиса (мартитовые и гетито-гематито-мартитовые руды Саксаганского и частично Южного районов).

*Метаморфизованные* образовались из богатых железом осадков в нижней части верхней свиты и в меньшем количестве из богатых железисто-кремнистых осадков средней свиты (магнетитовые и силикатно-магнетитовые руды Южного, Саксаганского и Северного районов).

### Гипергенные

*Руды глубинных зон окисления древней коры выветривания* (мартитовые, гетито-гематитовые и «шелестухи», развитые в Саксаганском и Южном районах).

*Руды площадной коры выветривания* образовались на поверхности железистых роговиков и сланцев, а также в области контакта пород средней и верхней свит (бурые железняки преимущественно Южного и частично других районов).

В табл. 78 мы приводим генетическую классификацию железных руд Криворожского бассейна с указанием процессов их образования, исходных пород или осадков, а также морфологических и структурных особенностей каждого типа руд.

Таблица 78

Генетический тип	Минералогическая разновидность руды	Процесс, приведший к оруденению пород	Порода и осадок, за счет которых образовались руды	Морфологический тип рудных залежей и структурная форма, с которой он связан	Значение типа руды в общем балансе руд бассейна
Метаморфогенные Метаморфические (Северный и Саксаганский районы)	Амфиболю-магнетитовые; мартитовые; кварцевоматитовые и гематитовые магнетитовые руды	Вынос кремнезема, микроскладчатость (уплотнение), привнос железа. Перекристаллизация и метасоматоз	Железисто-кремнистые и железисто-силикатные осадки средней свиты	Рудные столбы, пластобразные залежи, шарнирные залежи, штокерки и рудные гнезда в областях поперечных складчатых узлов и шарниров синклиналей	5—10%
Метаморфические измененные гипергенными процессами (Саксаганский и Южный районы)	Мартитовые, гематито-гематитовые и гематитомартитовые руды	Метаморфизм — вынос кремнезема, микроскладчатость (уплотнение), привнос железа. Перекристаллизация и метасоматоз. Гипергенные — выщелачивание кварца и частичная замена его мелкокристаллическим гематитом. Окисление двухвалентного железа — мартитизация и разложение железистых силикатов и карбонатов с образованием окислов и гидроксидов железа, глинистых минералов и каолинита	Кварцево-магнетитовые и силикатно-магнетитовые руды и частично силикатно-магнетитовые породы, обогащенные железом при метаморфизме	Рудные столбы, пластобразные и шарнирные залежи, штокерки и рудные гнезда в областях поперечных складчатых узлов и шарниров синклиналей	Около 80%

Продолжение табл. 78

Генетический тип	Минералогическая разновидность руды	Процесс, приведший к оруденению пород	Порода и осадок, за счет которых образовались руды	Морфологический тип рудных залежей и структурная форма, с которой он связан	Значение типа руды в общем балансе руд бассейна
Метаморфизованные (Южный и частично Саксаганский и Северный районы)	Кварцево-магнетитовые и силикатно-магнетитовые руды	Первичноосадочные накопления железа в кварцево-глинистой толще К <sub>2</sub> и железисто-кремнистых осадках К <sub>2</sub> . Миграция железа, кремнезема и других элементов при метаморфизме. Метасоматоз, образование гематита и общая перекристаллизация	Богатые железом глинисто-песчаные осадки	Рудные пласты, пластовые залежи и уплощенные линзы в области антиклинальных и синклинальных изгибов	Около 2—3%
Гипергенные (глубинных зон окисления древней коры выветривания (Саксаганский и Южный районы))	Маргитовые, гетито-гематитовые, маргитовые, гетито-гематитовые руды ("краски" и "шелестухи")	Выщелачивание кварца и вынос кремнезема из роговиковых и сланцевых прослоев, частичное замещение его дисперсным и мелкокристаллическим гематитом. Окисление железа и разложение силикатов и карбонатов с образованием окислов и гидроксидов железа, глинистых минералов и каолинита	Силикатно-кварцевые роговики и силикатно-железистые сланцы. Джеспилиты и роговики с высоким содержанием железа	Пластообразные залежи, рудные гнезда или оторочки вокруг других залежей. Преимущественно приурочены к замку Саксаганской синклинали. Руды "шелестухи" также в виде очень сложных гнезд и штокверков	Около 9%
Руды площадной коры выветривания	Валунчатые и коренные бурые железняки и плотные охры	Окисление и гидратация железа. Разложение железистых силикатов, карбонатов и минералов окислов железа	Железисто-силикатные сланцы, роговики, песчанники и частично богатые железные руды	Пластовые залежи среди пород верхней свиты. Линзы валунчатых бурых железняков	Около 0,5%

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей книге обобщен огромный фактический материал, позволивший авторам прийти к выводу о сложном и многостадийном генезисе железных руд Криворожского бассейна. Формирование железных руд рассматривается как естественно-исторический процесс накопления железа, состоящий из последовательно развивавшихся первично-седиментационных, метаморфических и гипергенных процессов.

К наиболее раннему процессу накопления железа относится седиментация и диагенез железисто-кремнистых осадков, заложивших основу всех железистых пород, а в некоторых местах и богатых железных руд. Источником исходного материала железорудной свиты являлись кристаллические породы: гнейсы, метабазиты, ультрабазиты, мигматиты и граниты. Накопление осадков происходило в условиях геосинклинального режима Криворожско-Кременчугской субгеосинклинали. Седиментация осадков характеризуется одним трансгрессивным циклом, охватывающим образование эффузивных и грубообломочных осадков нижней свиты, хемогенных продуктов средней и кластогенных верхней свиты. Диагенез выразился в минералообразовании, перераспределении и перекристаллизации вещества и его уплотнении — литификации. Для этого периода характерно образование водных минералов (халцедона, опала, гидрослюд и др.), а также хлорита, сидерита, гематита и пирита.

Второй процесс концентрации железа в породах, приведший к образованию руд, относится к динамотермальному метаморфизму первой, главной фазы тектогенеза Криворожского бассейна.

Складкообразование, истечение и расслоение железисто-кремнистых осадков вызывали прогревание и циркуляцию метаморфических растворов, что приводило к миграции железа,  $SiO_2$ , магния, натрия, калия, кальция и алюминия, перекристаллизации породы и возникновению различных парагенезисов минералов.

Для пород средней свиты характерны такие парагенезисы, как кварц—магнетит, кварц—магнетит—сидерит, серицит—биотит—кварц, хлорит—биотит—сидерит—кварц, хлорит—магнетит, куммингтонит—магнетит—кварц, эгирин—кварц, гематит—магнетит—кварц и др. В этот период железисто-кремнистые осадки превращались в кристаллические железистые роговики, джеспилиты и сланцы. В местах развития складчатости (преимущественно поперечной) и тонкой трещиноватости, где интенсивно циркулировали метаморфические растворы, перемещение компонентов породы, и в первую очередь железа и  $\text{SiO}_2$  привело к образованию богатых магнетитовых и гематито-магнетитовых руд. Выделяются два генетических типа руд: *метаморфические*, к которым относятся железорудные залежи средней свиты, и *метаморфизованные*, к которым относятся руды нижней под-свиты верхней свиты.

Третьим процессом образования и изменения руд был гипергенез и связанные с ним глубинные зоны окисления железистых пород и богатых железных руд. Гипергенез вызвал значительное перемещение железа,  $\text{SiO}_2$  и других элементов, что привело к изменению плотных магнетитовых руд в рыхлые маритовые и образованию маритовых руд в джеспилитах, гетито-гематитовых руд в железистых сланцах и руд «шелестух» в богатых железом роговиках и джеспилитах.

Все эти процессы накопления железа в осадках и породах рассмотрены в историческом аспекте в последовательном их развитии от периода седиментации до современного состояния. В настоящей работе бесспорно доказана важная роль в рудообразовании как метаморфических, так и гипергенных процессов.

Для Криворожского бассейна решение вопроса генезиса железных руд, кроме очень большой теоретической ценности для понимания мировых месторождений железных руд докембрия, имеет и непосредственное практическое значение. Оно прежде всего важно для поисков новых месторождений железных руд на территории Большого Кривого Рога, а также и для определения распространения рудных залежей на глубину в пределах известных рудных полей. На генетических представлениях в значительной степени основываются поисковые критерии, которые определяют методы поисков, направление и объемы поисковых работ.

Описанная в настоящей работе историческая последовательность образования руд наравне со знаниями структурного контроля дает возможность установить закономерности распространения рудных залежей в Саксаганском районе на глубине.

При всех возможных вариантах максимальная глубина распространения руд ограничивается шарниром Саксаганской синклинали, положение которого меняется от рудника им. Ильича до рудника им. Ленина с постепенным его погружением под

углами от 5—10 до 20—25° в северном направлении. В связи с этим шарнир синклинали будет опускаться все ниже и ниже, и, вероятно, в районе рудников им. Красной Гвардии и им. Ленина достигнет 3—4, а может быть, и 5 км.

Рудные залежи, или вернее группы рудных залежей, опускаются на глубину по смятым поперечной складчатостью участкам в виде группы рудных столбов и, вероятно, достигнут области замыкания синклинали. Здесь они могут соединяться с шарнирными залежами подобно тому, как это наблюдается на рудниках им. Дзержинского и им. Артема. В этом случае предполагается интенсивное оруденение как приподнятых, так и опущенных частей шарнира Саксаганской синклинали. В опущенных частях располагаются наиболее мощные шарнирные залежи, соединяющиеся с системой рудных столбов, а в приподнятых они не поднимаются высоко от шарнира, не выходят на поверхность и могут быть встречены на глубинах от 700—800 до 1000—1200 м (см. рис. 5). Это наиболее вероятный вариант возможного оруденения пород и распространения рудных залежей Саксаганского района на большие глубины. Вместе с тем могут быть и несколько иные представления о распространении руд с глубиной. В частности, возможно постепенное сокращение рудных столбов с глубиной вследствие затухания поперечной складчатости у продольного синклиналиного перегиба шарнира в связи с преобладанием растягивающих усилий, а не сжимающих, характерных для складкообразования. В то же время в приподнятых частях шарнира могли возникать складчато-трещинные структуры, в которых разместилась бы шарнирная залежь. В этом случае не будет сплошного шарнирного оруденения и оно окажется развитым только в районе южных рудников, главным образом в результате действия нисходящих вод по шарниру синклинали.

Учитывая сочетания метаморфических и гипергенных процессов рудообразования, можно предположить некоторое сокращение рудных площадей и уменьшение содержания железа в рудах на глубинах, где влияние гипергенеза прекратится и маргитовые руды сменятся магнетитовыми.

Таким образом, согласно высказанным нами представлениям о генезисе руд и структурных особенностях Саксаганского рудного района вполне обоснованно можно предположить распространение главной массы рудных залежей на глубину, превышающую 1500—1700 м.

148295



#### ЛИТЕРАТУРА

- Акименко М. М., Про діагональне тектонічне зміщення і його відношення до рудних покладів в центральній частині Саксаганського району, Геол. журн. АН УРСР, т. XVIII, вип. 1, 1958.
- Архаров В. М., Окисление металлов, 1945.
- Барт Т., Теоретическая петрология, М., ИЛ, 1956.
- Безбородько Н. И., О роли миграционных процессов в образовании месторождений железных руд Криворожского типа, «Поверхность и недра», т. V, № 4, 1927.
- Белевцев Я. М., Минерал гидрогематит та його роль в рудоутворенні Кривого Рога, Геол. журн. АН УРСР, т. XI, № 3, 1951.
- Белевцев Я. Н., Типы рудных полей Криворожских железорудных месторождений и соображения о генезисе железных руд, Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1951.
- Белевцев Я. Н., Генетическая классификация железных руд Кривого Рога, Минерал. сб. ЛГО, № 6, 1952.
- Белевцев Я. Н., Образование маритовых руд Кривого Рога, Минерал. сб. ЛГО, № 7, 1953.
- Белевцев Я. М., Походження залізних руд Саксаганського району Кривого Рогу, Геол. журн. АН УРСР, т. XIII, № 3, 1953.
- Белевцев Я. М., Генезис залізних руд Південного району Криворізького басейну, Геол. журн. АН УРСР, т. XIV, № 3, 1954.
- Белевцев Я. Н., Геологическая структура и металлогения Криворожского железорудного бассейна, «Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна», Труды совещания, Изд-во АН УССР, 1955.
- Белевцев Я. Н., Дубинкина Р. П., Плотные мартино-гематитовые руды из Саксаганского района Кривого Рога, ДАН СССР, т. 96, № 2, 1954.
- Белевцев Я. Н., Железные руды Криворожского железорудного бассейна, Изд-во АН УССР, 1955.
- Белевцев Я. Н., Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, Труды Первого всесоюзного петрографического совещания, Изд-во АН СССР, 1955.
- Белевцев Я. Н., Связь железорудных залежей с поперечной складчатостью в Саксаганском районе Кривого Рога, Известия АН СССР, серия геол., № 2, 1955.
- Белевцев Я. Н. и Акименко Н. М., Перспективы распространения богатых железных руд на глубину в Криворожском бассейне, «Разведка и охрана недр», № 9, 1957.
- Белевцев Я. Н. и Теплицкая Н. В., Случай вторичного обогащения железистых кварцитов на Оленегорском месторождении, ДАН СССР, т. 113, № 2, 1957.

- Белевцев Я. Н. и др., Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна, Госгеолтехиздат, 1957.
- Белянкин Б. С., Насколько же в действительности растворяется кремнекислота в водяном паре ниже критической температуры, «Советская геология», № 3, 1944.
- Бетехтин А. Г., К вопросу об изучении рудных месторождений, Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1939.
- Бетехтин А. Г., О метаморфизованных месторождениях марганца, ДАН СССР, т. XLVI, № 1, 1945.
- Бетехтин А. Г., Парагенезис рудных минералов в системе Fe—S—O и Cu—Fe—S—O, Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1950.
- Бетехтин А. Г., О причинах движения гидротермальных растворов, Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», Изд-во АН СССР, 1953.
- Бетехтин А. Г., О генетической связи гидротермальных образований с интрузиями, сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», Изд-во АН СССР, 1953.
- Бура Г. Г., К вопросу о структурах «красковых» руд Криворожского железорудного бассейна, Минерал. сб. ЛГО, № 10, 1956.
- Бура Г. Г., К вопросу о происхождении дисперсного гематита в «красковых» рудах Криворожского железорудного бассейна, Юбилейный сб. ДГИ, т. XXXIV, 1957.
- Бура Г. Г., Кластические минералы «красковых» руд Криворожского железорудного бассейна, Минерал. сб. ЛГО, № 11, 1957.
- Бушинский Г. И., О диагенезе в связи с генезисом огнеупорных глин, осадочных железных руд и бокситов, Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1956.
- Вернадский В. И., О значении радиогеологии для современной геологии, Труды XVII Междунар. геол. конгресса, т. I, 1939.
- Вольфсон Ф. И., Отношение оруденения эндогенных месторождений к крупным тектоническим нарушениям, Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1948.
- Вольфсон Ф. И., Невский В. А., О первичной зональности в гидротермальных месторождениях, Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1949.
- Германов А. И., О возможном участии подземных вод в гидротермальном рудообразовании, Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1953.
- Германов А. И., Кислород подземных вод и его геохимическое значение, Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1955.
- Гершойг Ю. Г., Залізни руди Криворіжжя, Дніпропетровськ, ОНТБ, 1932.
- Гершойг Ю. Г., Оолитова структура магнетиту з Кривого Рогу, Геол. журн. АН УРСР, т. III, № 3—4, 1936.
- Гершойг Ю. Г., Гидротермальные жилы Криворожского бассейна, «Советская геология», № 8, 1940.
- Гершойг Ю. Г., Петрогенез пород Кривого Рога, «Советская геология», № 39, 1949.
- Гершойг Ю. Г., Мушкетовит из Кривого Рога, Минерал. сб. ЛГО, № 4, 1953.
- Гершойг Ю. Г., О природе рудного минерала так называемых «красковых» руд Криворожья, Минерал. сб. ЛГО, № 5, 1951.
- Гершойг Ю. Г., Відносний вік кварцових жил залізорудних покладів саксаганського типу в Криворізькому басейні, Геол. журн. АН УРСР, т. XV, № 1, 1955.
- Гершойг Ю. Г., Генезис руд Кривого Рога, «Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна», Труды совещания, Изд-во АН УССР, 1955.
- Гершойг Ю. Г., Генезис руд Кривого Рога, Минерал. сб. ЛГО, № 9, 1955.
- Гершойг Ю. Г., О генезисе руд Кривого Рога, ДАН СССР, т. 102, № 6, 1955.

Гершойг Ю. Г., Процессы образования железорудной формации и залежей богатых руд Криворожского бассейна, Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1937.

Гинзбург И. И., Рукавишников И. А., Минералы древней коры выветривания Урала, Изд-во АН СССР, 1951.

Гинзбург И. И., О гипергенных процессах в Криворожском бассейне, «Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна», Труды совещания, Изд-во АН УССР, 1955.

Гинзбург И. И., Витовская И. В., Разъединение кварца в глинах гидрослюдисто-монтмориллонитового состава, «Кора выветривания», вып. 2, Изд-во АН СССР, 1956.

Глаголев А. А., Проявления гипогенного оруденения в железистых кварцитах Курской магнитной аномалии, Изв. АН СССР, серия геол., № 8, 1937.

Горох А. В., О стебельчатом кварце, Труды Горно-геол. института Уральского филиала АН СССР, вып. 26, 1955.

Гречишников Н. П., К вопросу о генезисе железных руд Саксаганского района, «Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна», Труды совещания, Изд-во АН УССР, 1955.

Гречишников Н. П., О зоне окисления в северной части Саксаганского района Кривого Рога, Изв. АН СССР, серия геол., № 7, 1956.

Доброхотов М. М., До питання про генезис багатих залізних руд криворізького типу, Геол. журн. АН УРСР, т. XIV, № 1, 1956.

Доброхотов М. Н., К вопросу о генезисе богатых железных руд криворожского типа, «Разведка и охрана недр», № 1, 1954.

Доброхотов М. Н., К вопросу о генезисе Кременчугского железорудного месторождения, сб. «Железистые кварциты и богатые железные руды Курской магнитной аномалии», Изд-во АН СССР, 1955.

Доброхотов М. Н., О происхождении богатых железных руд криворожского типа по данным изучения Кременчугского месторождения, Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1955.

Домарев В. С., Отличительные черты гидротермальных и метаморфогенных месторождений (регионально-метаморфогенной группы), ДАН СССР, т. ХСVIII, № 3, 1954.

Домарев В. С., Некоторые данные по петрографии и геологии северного Криворожья, Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 4, 1955.

Домарев В. С., Некоторые геологические особенности метаморфических рудных месторождений, Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 8, 1956.

Дубянский А. А., Наилучшие залежи богатых руд КМА приурочены к древнейшему матерiku юго-западной части Воронежского кристаллического массива, Воронежское книжное изд-во, 1957.

Заварицкий А. Н., Метаморфизм и метасоматизм в Уральских колчеданных месторождениях, сб. «Колчеданные месторождения Урала», Изд-во АН СССР, 1950.

Залата Л. Ф., О рудных минералах «красковых» руд в Криворожском бассейне, Минерал. сб. ЛГО, № 7, 1953.

Залата Л. Ф., До питання про генезис залізних руд Саксаганського району Кривого Рогу, Геол. журн. АН УРСР, т. XV, № 1, 1955.

Залата Л. Ф., Об изменении качества богатых руд Саксаганской пелосы с глубиной, Бюлл. науч.-техн. информ., № 1, НИГРИ, 1956.

Каляев Г. И. | Заруба В. М., До питання про будову Саксаганського насуву, Геол. журн. АН УРСР, т. XVII, вип. 4, 1957.

Каниболоцкий П. М., Об условных причинах рудоотложения в гидротермах, Труды ДГИ, вып. 6, 1936.

Каниболоцкий П. М., К вопросу о генезисе руд Кривого Рога, Днепрспетровский гос. ун-т, т. XXVII, вып. 2, 1941.

Каниболоцкий П. М., Петрогенез пород и руд Криворожского железорудного бассейна, Черновцы, Изд-во АН УССР, 1946.

- Коржинский Д. С., Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Труды Инст. геол. АН СССР, вып. 12, 1940.
- Коржинский Д. С., Очерк метасоматических процессов, «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», Изд-во АН СССР, 1953.
- Коржинський Д. С., Проблеми вивчення Кривого Рогу і Курської магнітної аномалії, Геол. журн. АН УРСР, т. XIV, № 4, 1954.
- Коржинский Д. С., Связь богатых руд Кривого Рога с процессами коры выветривания, сб. «Железистые кварциты и богатые железные руды Курской магнитной аномалии», Изд-во АН СССР, 1955.
- Коржинский Д. С., Преувеличение роли солнечной энергии в энергетике земной коры, Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1955.
- Коржинский Д. С., Связь богатых руд Кривого Рога с процессами коры выветривания, «Кора выветривания», вып. 2, Изд-во АН СССР, 1955.
- Клименко В. Я., Роль гипергенных и гидротермальных процессов в образовании железных руд Криворожского бассейна, «Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна», Труды совещания, Изд-во АН УССР, 1955.
- Котляр В. Н., О магматизме Кривого Рога и его значении в формировании железорудных месторождений, «Геология и горное дело», Сб. Московского института цветных металлов и золота, № 21, 1952.
- Котляр В. Н., О генезисе железных руд Кривого Рога, Горный журнал, № 12, 1953.
- Кришнан М. С., Железные руды Индии, Сб. «Железорудные месторождения мира», т. 1, М., ИЛ, 1955.
- Кротов Б. П., Дифференциация элементов во времени при выветривании и закономерности распределения осадочных рудных месторождений, Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1953.
- Кротов Б. П., О генезисе железных руд Кривого Рога, Сб. «Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна», Труды совещания, Изд-во АН УССР, 1955.
- Кулишов М. П., Петроктонические исследования пород Кривого Рога, «Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна», Труды совещания, Изд-во АН УССР, 1955.
- Курек Н. Н. и др., Измененные околорудные породы и их поисковое значение, М., Гостеолиздат, 1954.
- Ломтадзе В. Д., О роли процессов уплотнения глинистых осадков в формировании подземных вод, ДАН СССР, т. 98, № 3, 1954.
- Мартыненко Л. И., К вопросу об образовании богатых руд Кривого Рога, Ученые записки Черновицкого ун-та, т. 8, серия геол.-географ. наук, вып. 2, 1950.
- Мартыненко Л. И., К вопросу о генезисе «красковых» руд Криворожского бассейна, сб. «Железистые кварциты и богатые железные руды Курской магнитной аномалии», Изд-во АН СССР, 1955.
- Мартыненко Л. И., Роль гипергенных процессов в образовании руд Саксаганской полосы Кривого Рога, «Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна», Труды совещания, Изд-во АН УССР, 1955.
- Моранш Л. Д., Дорр Д., Гилд Ф., Железные руды Бразилии, сб. «Железорудные месторождения мира», т. 1, М., ИЛ, 1955.
- Назаров П. П., Про первинний мінералогічний склад та умови нагромадження залізистих осадків криворізького басейну, Геол. журн. АН УРСР, вип. III, 1958.
- Никольский А. П., Метасоматиты железистых кварцитов в восточной части Украинского кристаллического щита и вопросы генезиса богатых железных руд, «Советская геология», № 50, 1956.
- Овчинников Л. Н., Максенов В. Г., Экспериментальное исследование фильтрационного эффекта в растворах, Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1949.
- Павлов Н. И., К генезису железных руд на Малом Хингане, Вестник Дальневосточного филиала АН СССР, 1939.

- Перельман А. И., Ряды миграции элементов в коре выветривания, ДАН СССР, т. 103, № 4, 1955.
- Поваренных А. С., Об одной особенности процесса лимонитизации окислов железа из Кривого Рога, ДАН СССР, т. 85, № 6, 1952.
- Поваренных А. С., О процессе лимонитизации минералов железа, Минерал. сб. ЛГО, № 6, 1952.
- Половинкина Ю. Ир., Натровый метасоматоз как закономерность в образовании месторождений железистых кварцитов, Записки всеюзн. минер. об-ва, т. 78, № 1, 1949.
- Половинкина Ю. Ир., Стратиграфия, магматизм и тектоника докембрия Украинской ССР, Труды Лаборатории геологии докембрия АН СССР, № 2, 1953.
- Половинкина Ю. Ир., К вопросу о происхождении железных руд Кривого Рога, Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 3, 1956.
- Половко Н. И., О связи оруденения со складчатыми структурами в районе замыкания Криворожского синклинория, «Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна», Труды совещания, Изд-во АН УССР, 1955.
- Полынов Б. Б., Кора выветривания, Избранные труды, Изд-во АН СССР, 1956.
- Прендель Р., Исследование кристаллических пород, развитых в бассейне р. Базавлука и верховьях р. Саксагани, Записки Новороссийского общества естествоиспытателей, т. VIII, вып. 1, 1882.
- Пятницкий П. П., Исследование кристаллических сланцев степной полосы юга России, Труды общества испытателей природы при императ. Харьковском университете, т. XXXII, 1898.
- Пятницкий П. П., Генетические отношения Криворожских рудных месторождений, Труды Института прикладной минерал. и петрогр., вып. 9 и 17, 1924.
- Пятницкий П. П., Железистые роговики и джеспилиты, Труды Института прикладной минерал. и петрогр., вып. 17, 1925.
- Пятницкий П. П., Генетические и возрастные соотношения метаморфических горных пород Украинского докембрия, Геол. журн. АН УССР, т. V, 19.8.
- Розина Б. Б., К минераграфии железных руд центральной части Кривого Рога, Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 4, 1955.
- Сауков А. А., Геохимия, М., Госгеолгиздат, 1951.
- Свитальский Н. И., Железорудные месторождения Кривого Рога и генезис его руд, Изв. Геолкома, т. 43, вып. I, 1924.
- Свитальский Н. И. и др., Железорудные месторождения Кривого Рога, Труды Всеюзн. геол. разв. объединения НКПТ, вып. 153, 1932.
- Семеновко Н. П., Трещиноватость и кливаж в горных породах Кривого Рога, Научн. зап. Днепропетровского гос. ун-та и геологического института, XXVII, вып. 2, 1941.
- Семеновко Н. П., Структура рудных полей Криворожских железорудных месторождений, Изд-во АН УССР, т. 1, 1946.
- Семеновко Н. П., Метаморфизм и вопросы глубинности, Геол. журн. АН УССР, № 3, 1952.
- Семеновко Н. П. и др., Структура рудных полей Криворожских железорудных месторождений, т. 2, Изд-во АН УССР, 1953.
- Семеновко Н. П., Состояние и задачи изучения геологической истории, генезиса руд и пород, а также структуры месторождений Криворожского бассейна, сб. «Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна», Труды совещания, Изд-во АН УССР, 1955.
- Смирнов С. С., К вопросу о зональности рудных месторождений, Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1937.
- Смирнов С. С., Заметки по некоторым вопросам учения о рудных месторождениях, Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1946.
- Смирнов С. С., Зона окисления сульфидных месторождений, М., Изд-во АН СССР, 1951.

Сорский А. А., Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических толщах архея, Труды геофизического института АН СССР, № 18, 1953.

Старицкий Ю. Г., Генезис руд Саксаганьского району Криворізького басейну, Геол. журн. АН УРСР, № 3, 1954.

Старицкий Ю. Г., О генетической позиции богатых железных руд Криворожья, ДАН СССР, т. 102, № 3, 1955.

Страхов Н. М., Железорудные фации и их аналоги в истории земли, Труды Института геологических наук АН СССР, вып. 73, 1947.

Страхов Н. М., Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования, Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1953.

Судовиков Н. Г., Метасоматические граниты, Вестник Ленинградского ун-та, № 10, 1950.

Судовиков Н. Г., Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз в архее Алданского щита и некоторые вопросы «основного фронта», Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1956.

Судовикова Е. Н., Зеленая слюда железорудной толщи Курской магнитной аномалии, Записки Всесоюз. минералогического сб-ва, ч. 85, вып. 4, 1956.

Сыромятников Ф. В., К вопросу об определении растворимости кремнезема в воде при высокой температуре и высоком давлении, «Советская геология», № 3, 1944.

Танатар И. И., Некоторые соображения о генезисе криворожских железных руд и включающих их железистых кварцитов, «Южный инженер», № 7—8, 1916.

Танатар И. И., К вопросу о генезисе криворожских железистых кварцитов, «Южный инженер», № 9—10, 1917.

Танатар И. И., Руда, Науч.-техн. сб. по Криворожскому и Никопольскому районам, ч. 1, Харьков, 1922.

Танатар И. И., Новейшие взгляды на происхождение полосчатых железистых кварцитов в связи с вопросами происхождения этих пород и руд в Криворожском бассейне, «Инженерный работник», № 1, 1926.

Танатар И. И., Генезис железистых кварцитов и руд Кривого Рога и Старого Оскола, Труды конф. по генезису руд железа, марганца и алюминия, Изд-во АН СССР, 1937.

Танатар И. И., Петрографическая и химическая характеристика пород Кривого Рога в связи с вопросом корреляции, Труды Днепропетр. ун-та, т. XVII, вып. 4, 1940.

Танатар И. И., Изотопный состав кислорода в железных рудах Кривого Рога, Минерал. сб. ЛГО, № 4, 1950.

Тарнер Ф. Дж., Эволюция метаморфических пород, М., ИЛ, 1951.

Тохтуев Г. В., Деякі зауваження до статті В. Н. Котляра відносно генезису криворізьких залізних руд, Геол. журн. АН УРСР, т. XV, вип. 1, 1955.

Тохтуев Г. В., К вопросу о генезисе железных руд Криворожского бассейна, сб. «Железные руды КМА», Изд-во АН СССР, 1955.

Точилин М. С., О минералогической сущности турьита, ДАН СССР, т. LXXXI, № 1, 1951.

Точилин М. С., О генетических взаимоотношениях между богатыми рудами КМА и Кривого Рога, Минерал. сб. ЛГО, № 7, 1953.

Точилин М. С., Практическая классификация и диагностика разновидностей бурых железняков на примере Липецкого месторождения, Труды геол. ф-та Воронежского ун-та, т. XXXI, 1954.

Точилин М. С., Деякі міркування про генезис багатих руд криворізького типу, Геол. журн. АН УРСР, т. XIII, № 4, 1953.

Точилин М. С., Осадочні сидерити докембрію та їх геохімічне значення, Геол. журн. АН УРСР, XV, № 2, 1955.

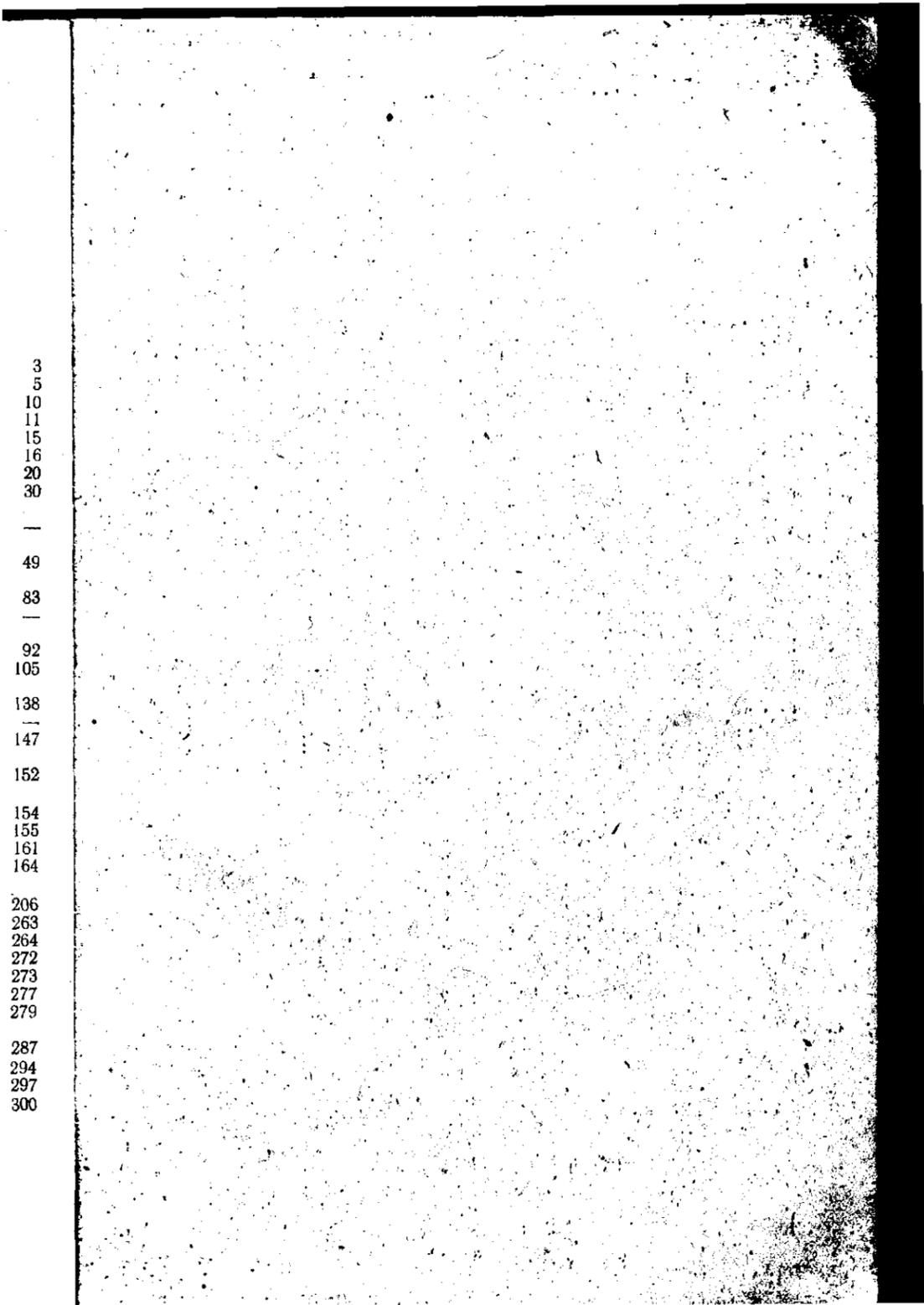
Фаас А. В., Месторождения железной руды в районах Кривого Рога и реки Желтой, Материалы по общей и прикладной геологии, Геолком, 1926.

- Федорченко В. С., «Осадочные» сидериты в среднем отделе криворожской свиты, их роль в образовании железистых пород и некоторых типов богатых руд, Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1956.
- Федорченко В. С., К вопросу о генезисе «красковых» руд Криворожского бассейна, Минерал. сб. ЛГО, № 9, 1955.
- Фоменко В. Ю. и др., Новые данные о взаимоотношениях пород средней и верхней свит в пределах рудоуправления им. Ильича, Криворожского бассейна, ДАН СССР, т. 109, № 3, 1956.
- Харкер А., Метаморфизм, М., ОНТИ НКТП, 1937.
- Хитаров Н. И. и Иванов Д. А., Паровая и газовая фазы системы кремнезем — вода, «Советская геология», № 2, 1944.
- Хитаров Н. И., Экспериментальная характеристика устойчивости кварца и миграции кремнезема в гидротермальных условиях, Труды четвертич. совещ. по экспер. минер. и петр., вып. 2, Изд-во АН СССР, 1953.
- Хитаров Н. И., Четырехсотградусная изотерма системы  $H_2O-SiO_2$  в пределах давления до  $4000 \text{ кг/см}^2$ , «Геохимия», № 1, 1956.
- Холи Дж. и Робинсон С., О предполагаемом окислении  $Fe_3O_4$  углекислотой, сб. «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии», М., ИЛ, 1950.
- Цинзерлинг Е., Шубников А., О «пластичности» кварца, Труды Ломоносовского ин-та АН СССР, № 3, 1933.
- Чередииченко О. І., Про деякі закономірності розташування рудних покладів північної частини Саксаганської смуги Криворіжжя, Вісник АН УРСР, № 9, 1957.
- Четвериков С. Д., Руководство к петрохимическим пересчетам, М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Чухров Ф. В., Коллоиды в земной коре, М., Изд-во АН СССР, 1965.
- Щербина В. В., Комплексные соединения и перенос химических элементов в зоне гипергенеза, «Геохимия», № 5, 1956.
- Юрк Ю. Ю., О гипергенном минералообразовании в Криворожском бассейне, Геол. журн. АН УССР, т. XV, вып. 2, 1955.
- Юрк Ю. Ю., О гидратации окислов железа и преобразовании их в гидрокислы (на примере Кривого Рога), ДАН СССР, т. 109, № 1, 1956.
- Юрк Ю. Ю., Шплюков Е. Ф., Рудные минералы Криворожской железорудной полосы, Изд-во АН УССР, 1958.
- Юрк Ю. Ю., Шплюков Е. Ф., Досвід систематизації даних про мартит і процеси мартитизації, Вид-во АН УРСР, 1959.
- Alexander G. B., Heston W. M. and Iler R. K., The solubility of amorphous silica in water, Journ. Phys. Chem., vol. 58, No 6, 1954.
- Andreatta C., Stoffmobilisierung und Stoffbewegungen bei der tectonischen Metamorphose, Mineralogie Mon., Nr 1-2, 1954.
- Dunn J. A., The origin of the banded hematite ores in India, Econ. Geology, vol. 36, No 4, 1941.
- Frederickson A. F. and Cox I. E., Mechanism of "solution" of quartz in pure water at elevated temperatures and pressures, Amer. Mineralogist, vol. 39, No 11-12, 1954.
- Gruner J. W., The Soudan formation and a new suggestion as to the origin of the Vermilion iron ores, Econ. Geology, vol. 21, 1926.
- Gruner J. W., Magnetite — martite — hematite, Econ. Geology, vol. 21, 1926.
- Gruner J. W., Hydrotherma oxidation and leaching experiments: Their bearing on the origin of Lake Superior hematite — limonite ores, Econ. Geology, vol. 25, 1930.
- Gruner J. W., Hydrothermal leaching of iron ores of Lake Superior type — a modified theory, Econ. Geology, vol. 32, 1937.
- Gilbert G., Changes in the oxidation of iron in magnetic, Econ. Geology, vol. 22, No 3, 1927.
- Guild Ph. W., Iron deposits of the Congonhas district, Minas Gerais, Brazil, Econ. Geology, vol. 48, No 8, 1953.

- Hawley J. E. and Robinson S. C., The supposed oxidation of  $Fe_2O_3$  by carbon dioxide, *Econ. Geology*, vol. 43, 1948.
- Hietanen A., On the geochemistry of metamorphism, *Journ. Tennessee Acad. Sci.*, vol. 29, No 4, 1954.
- Hitchen C. S., The "solubility" of silica, *Econ. Geology*, vol. 40, N 5, 1945.
- James H. L., Origin of the soft iron ores of Michigan, *Discussion, Econ. Geology*, vol. 48, No 8, 1953.
- James H. L., Sedimentary facies of iron formation; *Econ. Geology*, vol. 49, No 3, 1954.
- James H. L., Zones of regional metamorphism in the Precambrian of Northern Michigan, *Bull. Geol. Soc. America*, vol. 66, No 12, 1955.
- King B. C., Metasomatism in petrogenesis, *Sci. Progr.*, vol. 42, No 167, 1954.
- Krauskopf K. B., Dissolution and precipitation of silica at low temperatures, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 10, № 1-2, 1956.
- Leith C. K., Secondary concentration of Lake Superior iron ores, *Econ. Geology*, vol. 26, No 3, 1931.
- Mann V. J., The relation of oxidation to the origin of soft iron ores of Michigan, *Econ. Geology*, vol. № 4, 1953.
- Ramberg H., The origin of metamorphic and metasomatic rocks, Univ. Chicago Press, 1952.
- Ramdohr P., *Ober Metamorphose und Secundäre Mobilisierung*, *Geol. Rundschau*, 42, 1953.
- Roberts H. M. and Bartley H. W., Hydrothermal replacement in deep seated iron ore deposits of the Lake Superior Region, *Econ. Geology*, vol. 38, 1943.
- Royce S., Hydrothermal leaching of iron ores, *Econ. Geology*, v. 32, No 2, 1937.
- Sakamoto T., The origin of the pre-Cambrian banded iron ores, *Amer. Journ. Sci.*, vol. 248, 1950.
- Spencer F. and Percival F. G., The structure and origin of the banded hematite jaspers of Singhbhum, India, *Econ. Geology*, vol. 47, No 4, 1952.
- Swanson C. O., Hydrothermal leaching of iron ores, *Econ. Geology*, v. 32, No 6, 1937.
- Tunell G. and Posnjak E., The stability relations of goethite and hematite, *Econ. Geology*, vol. 26, No 3, 1931.
- Tyler S. A., Development of Lake Superior soft iron ores from metamorphosed iron formation, *Bulletin Geol. Soc. Amer.*, vol. 60, No 7, 1949.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	.....
Введение	.....
<b>Северный рудный район — Р. П. Дубинкина</b>	.....
Структурные и морфологические особенности рудных залежей	.....
Рудоносность пород и размещение рудных залежей	.....
Минеральный состав, структура и текстура руд	.....
Генезис руд	.....
<b>Саксаганский рудный район</b>	.....
Структура и морфология рудных залежей и месторождений — Я. Н. Белевцев	.....
Некоторые дополнительные данные по минеральному составу руд — Г. Г. Бура, Ю. П. Мельник	.....
Изменения пород при образовании богатых железных руд — Я. Н. Белевцев, Ю. П. Мельник	.....
Структурно-тектонические изменения	.....
Изменение минерального состава железистых пород при переходе в руды	.....
Геохимические изменения	.....
Взаимоотношения различных типов руд — Я. Н. Белевцев, Ю. П. Мельник	.....
Взаимоотношения маритовых руд с магнетитовыми	.....
Взаимоотношение плотных и рыхлых маритовых руд	.....
Взаимоотношения неоруденелых железистых пород с «шелестухами» и пористыми маритовыми рудами	.....
Взаимоотношение гетито-гематитовых руд с маритовыми и гетито-гематито-маритовыми	.....
Проявления гидротермального процесса — А. И. Стрыгин	.....
Основные вопросы рудообразования	.....
Гипогенное рудообразование — Я. Н. Белевцев	.....
Гипергенный процесс и его роль в рудообразовании — Я. Н. Белевцев, Ю. М. Елатко, А. И. Стрыгин	.....
<b>Южный рудный район — Д. И. Ищенко</b>	.....
Морфология и структура рудных залежей	.....
Размещение рудных залежей и рудоносность пород	.....
Минеральный состав, текстура и структура руд	.....
Взаимоотношения различных типов руд	.....
Генезис руд	.....
<b>Сопоставление генетических особенностей различных типов руд Криворожского бассейна</b>	.....
<b>Генетическая классификация железных руд Криворожского бассейна</b>	.....
Заключение	.....
Литература	.....



3  
5  
10  
11  
15  
16  
20  
30  
—  
49  
83  
—  
92  
105  
138  
—  
147  
152  
154  
155  
161  
164  
206  
263  
264  
272  
273  
277  
279  
287  
294  
297  
300