Записки Ленинградского горного института, т. X, вып. 2, 1937
Annales de l'Institut des Mines à Leningrade, vol. X, livr. 2, 1937

Материалы по исследованию халиловских железных руд

Н. М. Кеппен

Beiträge zur Erforschung der Eisenerzlagerstätten von Chalilowo

Von N. Koeppen

I. Введение

Научно-исследовательским сектором Ленинградского Горного института в период времени с 1 июня 1934 г. по 1 июня 1935 г. велось изучение железных руд Халиловского и Аккермановского месторождений по договору с Халилкомбинатстроем.

Одной из задач партии НИС являлось минералогическое изучение рудных образований, результат которого излагается в настоящей работе.

В процессе работы был установлен разрез рудной толщи и постепенное изменение разреза от нижних к верхним горизонтам. Определялся минералогический состав руд и соотношение отдельных компонентов. Тонкая дисперсность и малая прозрачность сильно затрудняли изучение руды; один кристаллооптический метод оказался совершенно недостаточным. Был применен метод термического анализа, определялись кривые нагревания и обезвоживания выделенных компонентов руд.

Использован был также метод рентгеновского анализа. Для марганцевых минералов рентгенограммы снимались ассистентом Ленинградского Химико-технологического института Т. П. Агафоновой, для компонентов листоватых и оолитоидных руд — аспирантом Ленинградского Горного института В. И. Михеевым.

Термический анализ (11 кривых обезвоживания и 6 кривых нагревания) был произведен мною самой в лаборатории Экспериментальной минералогии Ленинградского Горного института. Запись кривых нагревания производилась помощью самопишущего пирометра Курнакова.

Указания и помощь как во время двухмесячного полевого периода, так и во время камеральных работ оказывали проф. А. Н. Заварицкий и руководитель партии В. А. Глазковский.

Нельзя считать, что настоящая работа дает полный и исчерпывающий ответ на все вопросы, возникающие при изучении такого интересного по своему генезису месторождения как Халиловское. Остается еще целый ряд спорных и невыясненных вопросов. Ограниченность средств и времени не дали возможности провести работу с бо́льшей детальностью и подробностью.

II. История изучения Халиловского района

Несмотря на то, что начиная с 1835 г. в литературе имеется ряд работ по геологии южной части восточного склона Уральского хребта, только с самого последнего времени поднят вопрос о Халиловском месторождении бурых железняков.

По общим вопросам геологии как самого района, так и смежных с ним, можно указать целый ряд работ.

Первыми исследователями являются Гофман и Гельмерсен (*1*), затем следуют работы Антипова и Меглицкого (*2*), А. П. Карпинского (*3* и *4*), Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (*5*), М. Э. Яншевского (*6*), Н. Н. Тихоновича (*7*) и наконец более поздние, относящиеся к последнему десятилетию: Д. В. Наливкина (*8*), Л. С. Либровича (*9*), Н. Н. Дингельштедта (*10*), А. А. Петренко (*11*), Г. Б. Бокия (*12*), В. С. Коптева-Дворникова и Д. С. Ульянова (*13*), А. Л. Яншина (*14*), П. Л. Безрукова и А. Л. Яншина (*15*).

Полезными ископаемыми района, которые почти все так же как и железо связаны с массивами серпентина, занимался целый ряд исследователей. Из работ, касающихся полезных ископаемых, можно назвать следующие: К. В. Полякова — о медных рудах (*16*), А. Н. Гейслера — о магнезите (*17*), Н. К. Разумовского — о никелевых рудах (*18*), А. Л. Воробьева — о никелевых и кобальтовых рудах (*19*), Н. А. Шадлуна — о никелевых рудах (*20*), В. С. Коптева-Дворникова — о магнезите (*21*), А. А. Петренко — о бокситах (*22*).

Изучение бурых железняков в связи с возникшим к ним интересом началось совсем недавно. В конце 1929 г. геологом И. Л. Рудницким был поднят вопрос об использовании их как железной руды. С этого времени начинается более детальное изучение геологии района и в то же время начинаются разведочные работы на рудных залежах.

Первая схематическая геологическая карта составлена Г. Б. Бокием, производившим геологическую съемку Халиловского района летом 1930 г. Партия его входила в состав экспедиции Института черных металлов, возглавляемой геологом В. В. Напольской. В своем отчете (*12*) Бокий дает описание пород, слагающих район. Следующая работа принадлежит Ульянову и Коптеву-Дворникову (*13*). Они уточняют и исправляют карту Бокия и дают краткий геологический очерк района, разбирая подробнее палеозойский комплекс породы, а также касаются вопроса генезиса железных и никелевых руд района.

В этом же сборнике, где напечатаны статьи Ульянова и Коптева-Дворникова, помещена работа О. П. Смирновой (*23*), в которой она описывает толщу осадочных пород мезозоя и кайнозоя этого района. Сводная колонка этих пород, составленная ею же, приводится Бокием в его работе.

А. Л. Яншин и П. Л. Безруков (*15*) в своей работе подробно разбирают толщу континентальных осадочных пород, ими же затронуты вопросы образования латеритов.

Летом 1934 г. группа геологических партий ЦНИГРИ под руководством Н. К. Разумовского вела съемку в масштабе 1 : 50 000, охватывающую весь район месторождений. Отчеты этой группы с наибольшей ясностью дают представление о геологии района.

В самом ближайшем будущем должна выйти работа А. В. Хабакова о древней коре выветривания пород района.

Таким образом систематическое изучение геологии района началось сравнительно недавно и только в самое последнее время проведено в том объеме, которого справедливо заслуживает этот богатый полезными ископаемыми район Южного Урала.

В еще меньшей степени проведено изучение минералогии самих железных руд. Имеющиеся по этому вопросу работы велись очень не систематично на совершенно случайном и отрывочном материале. Минералогическое изучение халиловских руд проводилось в Институте Механобр. Имеются два отчета: первый — Пушкиной от 1930 г. и второй — Д. Б. Форша (*24*) от 1934 г., оба рукописные.

С точки зрения промышленного использования руды изучались и описаны в ряде работ, среди которых должны быть упомянуты заметки И. Л. Рудницкого, Шадлуна и некоторых других, помещенные в том же сборнике, где и работы Г. Б. Бокия.

Имеется (в рукописи) отчет о работах, проведенных в 1933—34 г., по методике опробования Халиловских месторождений, составленный сотрудниками Сектора минерального сырья ЦНИГРИ.

Описание месторождения делается В. В. Напольской в статье, вошедшей в сборник, изданный ЦНИГРИ (*25*).

Здесь автор дает краткий очерк геологии района, делает описание месторождений, приводит таблицу разделения руд на типы, составленную Шадлуном, химическую характеристику руд, результаты опробования и запасы месторождения.

Если латеритовый тип халиловских руд изучен очень мало, то в еще более зачаточном состоянии находится изучение Аккермановского месторождения, о котором по настоящее время ни в печати, ни в рукописях нет ни одной работы.

На трех участках месторождения: Мало-Халиловском, Ново-Киевском и Орловском уже ведется пробная добыча.

На Ново-Троицком участке летом 1934 г. велась геофизическая разведка партией НИС ЛГИ под руководством Никифорова.

На Аккермановском месторождении ведется разведка Халилкомбинатстроем. Летом 1934 г. там тоже проводились геофизические работы от НИС ЛГИ и работы по пробному обогащению от Института Механобр.

III. Геология района

Район сложен палеозойским, мезозойским и кайнозойским комплексами.

В основании палеозойского комплекса лежат нижнесилурийские отложения, представленные кварцевыми и аркозовыми песчаниками, филитизированными туфогеновыми сланцами с подчиненными им эффузивами: альбитофирами и кислыми туфами. Верхнесилурийские, нижне- и среднедевонские отложения представлены пестрыми яшмами, кремнистыми сланцами с кислыми эффузивами — альбитофирами, а также спилитами, порфиритами и основными туфами.

Верхнедевонские отложения представлены кремнистыми радиоляриевыми сланцами и известняками.

На верхнедевонских отложениях согласно залегают нижнекарбоновые известняки, относящиеся к турнейскому и визейскому ярусам.

В верхнем карбоне произошла интрузия ультраосновных пород: перидотитов, гарцбургитов и пироксенитов, за которой последовало внедрение габбро-диоритов и более кислых пород, прорвавших перидотиты. Гидротермальным воздействием этих интрузий ультраосновные породы были изменены и превращены в серпентениты. Ультраосновные породы являются наиболее интересными в этом районе, так как в процессе изменения дают скопления полезных ископаемых — месторождения никеля, железа, магнезита. С ними связаны и месторождения хромита.

Внедрение перидотитов произошло несколько ранее наиболее интенсивного проявления герцинской складчатости (C_3 — P), обусловившей образование Уральского хребта.

После перерыва на размытой поверхности палеозойских пород отлагались осадки континентальной юры.

В этот продолжительный континентальный период с жарким и не очень влажным климатом поверхность более древних пород подвергалась процессам выветривания. Эти процессы выветривания массивов серпентинита привели к образованию крупных латеритовых образований бурого железняка. Часть этих руд размывалась реками и ручьями, переносилась и, при совокупности подходящих условий, отлагалась. В результате такого переотложения образовалось Аккермановское месторождение.

На континентальных юрских отложениях залегают более молодые толщи континентального мела, морского мела, третичные и четвертичные образования.

Породы палеозойского комплекса выступают из-под более молодых осадков по долинам рек, в местах в большей степени затронутых размывом.

Серпентинитовый массив вытягивается в меридиональном направлении. Выходы его на севере начинаются по берегам р. Б. Губерли в верхнем ее течении и по берегам ее верхних притоков — речки Усай и др. Несколько южнее ст. Халилово змеевики уходят под толщу осадков и вновь обнажаются уже значительно южнее, в нижнем течении р. Губерли и по берегам р. Урала.

Также в меридиональном направлении вытягиваются приуроченные к серпентинитам месторождения бурого железняка: с севера на юг последовательно располагается Ново-Петропавловский участок, Ново-Георгиевский, Ново-Киевский и Мало-Халиловский, южнее и восточнее имеем Орловский и на юг от него — Ново-Троицкий.

IV. Месторождения латеритовых железных руд

Латеритовыми рудами называются руды, образовавшиеся путем выветривания породы в условиях жаркого и не очень влажного климата. Такие условия имели место в описываемом районе в юрскую эпоху.

Латеритовые образования представляют собой элювий, т. е. продукты разрушения породы, в данном случае змеевика, оставшиеся на месте.

Подобное происхождение имеют рудные залежи Ново-Петропавловского, Ново-Георгиевского, Ново-Киевского, Мало-Халиловского, Орловского и Ново-Троицкого участков. Как уже упоминалось, на Ново-Киевском, Орловском и Мало-Халиловском участках ведется пробная добыча на этих месторождениях, работаются карьеры, вскрывающие весь разрез рудной залежи и очень облегчающие их изучение. Летом 1934 г. мне удалось в связи с небольшим периодом работы посетить только эти три участка, как наиболее удобные для изучения.

1. Ново-Киевский участок

Ново-Киевский участок находится в 12 *км* на север от Мало-Халиловского участка, расположенного в 39 *км* от ж. д. ст. Халилово в направлении на север. Орловский участок находится северо-восточнее ст. Губерля в расстоянии около 9 *км*. Ст. Губерля соединяется с разрабатывающимся в Орловке карьером железнодорожной веткой, от которой около сел. Орловки отходит ветка к Ново-Киевскому участку.

В Ново-Киевском участке имеем два рудных поля. Первое вскрыто большим карьером, в котором производится добыча, на втором тоже имеется небольшой карьер.

Весь рудный пласт удалось при изучении в поле разбить на ряд горизонтов. Основным принципом разделения главным образом послужили структурные признаки, частично и минералогический состав.

Решающее значение в поле придавалось структуре, так как точное минералогическое определение можно было сделать лишь при камеральной обработке.

Среди руд Новокиевки различаем участки следующих разностей, на характеристике которых сейчас придется остановиться:

а. Листоватые руды располагаются в самом низу рудного тела, на змеевике. Они легкие, пористые, рыхлые. Цвет обычно бурый, или розовато-бурый, реже красный и зеленый.

Листовая структура получается вследствие горизонтального расположения волокон серпентина, метасоматически замещенных гидроокислами железа.

В листоватых рудах различаем тонколистоватые и плотные разности. В тонколистоватых псевдоморфозы сохранили еще волокнистый облик, в плотных — его уже нет, отдельные участки разнятся лишь по цвету: более темные — бурые, светлые — бурые, лиловато-красные — яркокрасные. Разница обусловлена степенью гидратации окислов железа. Эти участки имеют неправильные извилистые контуры и вытянутую в горизонтальном направлении форму, что и придает породе листоватость.

б. Листовато-натечные руды представляют собой руды предыдущего типа, пересеченные сетью жилок натечного гидрогетита. Густота этих жилок бывает различна.

в. Оолитоидные руды. В Ново-Киевском участке эта разновидность имеет незначительное распространение, причем видны все переходы от листоватой руды к оолитоидной. Размер оолитов не превышает 1 *см*, обычно они меньше и располагаются на листоватом латерите.

В верхней части оолитоидной руды имеем большое количество натечных образований гидрогетита в виде плотных прожилков и корок. Они цементируют рыхлый цемент руды, захватывая иногда и оолиты. К этому же горизонту приурочены отдельные участки яркокрасные, бурые и белые, представляющие возможно обломки чуждых пород. Эта разновидность носит название конгломератовидной.

Этим исчерпываются все разности Ново-Киевских руд. Остается сказать еще несколько слов об их соотношениях. Наиболее обычный порядок их в разрезе следующий: внизу тонколистоватая руда, затем плотная листоватая руда, постепенно утрачивающая листоватость, затем в ней появляются оолиты, наконец имеем оолитоидную руду, в верхних частях сменяющуюся оолитово-натечной. Подобный типичный разрез имеем в восточной стенке главного карьера Новокиевки (рис. 1, разрез III).

Но это правило имеет исключения: местами имеем вовсе неправильные участки оолитовидной структуры, перекрывающиеся листоватыми (см. рис. 1, разрез I) или близкую к вертикальности, вдающуюся уступами, границу этих двух руд (см. рис. 1, разрез II). Это обстоятельство заставляет сразу отказаться от взгляда на оолитоидные руды, как на осадочные образования.

г. Натечные образования в листоватых и в оолитоидных рудах располагаются более густой сетью в высоких горизонтах, местами гуще, местами реже. Покрывая латеритовый разрез, эта зона располагается непосредственно под почвенным слоем. Она состоит из

рыхлых глинисто-охристых образований с корками и стяжениями плотного лимонита концентрического сложения. Это так называемые натечные корковые руды, представляющие собой наиболее поздние образования.

Кончая описание Ново-Киевского участка, отмечаю некоторые его особенности:

1) здесь намечается постепенный переход от листоватых к оолитовым рудам,

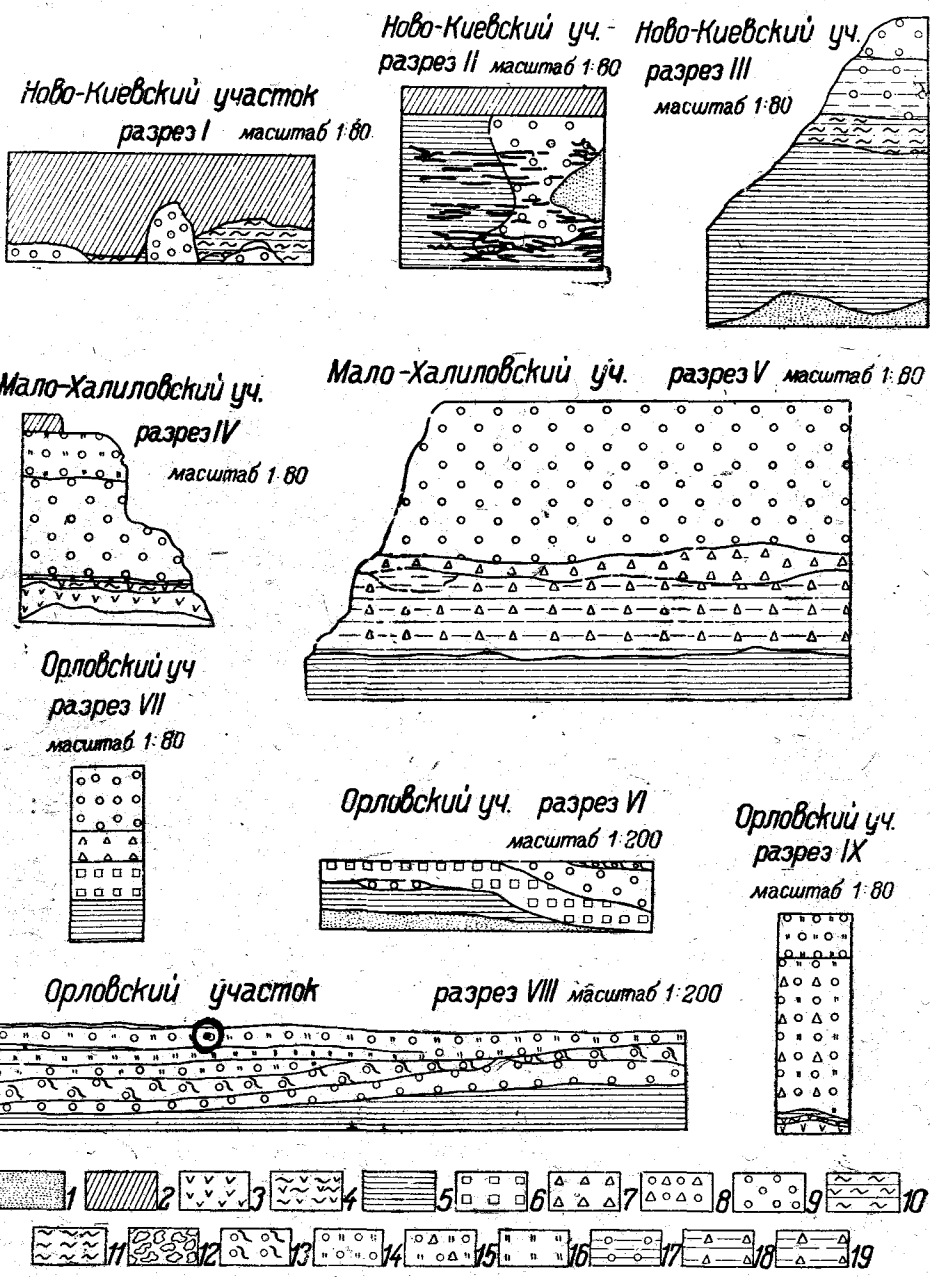


Рис. 1. Разрезы по отдельным местам стенок карьеров — I.—IX

1 — осыпь, *2* — почвенный слой, *3* — змеевик, *4* — змеевик с натечными образованиями водной окиси Fe; руды: *5* — листоватая, *6* — губчатая, *7* — брекчиевидная, *8* — брекчиевидно-оолитоидная, *9* — оолитоидная, *10* — натечно-листоватая, *11* — натечная, *12* — пестрая натечная, *13* — оолито-натечная, *14* — оолито-глинистая, *15* — оолито-глинисто-пятнистая; *16* — глинистый прослой, *17* — руда листоватая с отдельными оолитами, *18* — переход от листоватой к брекчиевидной руде, *19* — натечная руда.

2) наблюдается преобладание листоватых и листовато-натечных разностей над оолитоидными.

Разрез южного участка, вскрытый небольшим карьером, имеет совершенно тот же характер, следует отметить здесь лишь присутствие зеленых листоватых руд.

2. Мало-Халиловский участок

Этот участок расположен на левом берегу р. Губерли. Рудная залежь вскрыта тремя карьерами, из которых наиболее интересными являются средний и южный.

Если Ново-Киевские руды представлены по преимуществу листоватыми и листовато-натечными, то здесь преобладают оолитоидные образования. Часто листоватые руды имеют очень незначительную мощность, иногда оолитовая руда лежит непосредственно на змеевике (см. рис. 1, разрез IV).

Листоватые руды совершенно подобны тем, что описаны для Новокиевки. Тонколистоватые руды преобладают на южном карьере, плотные — на среднем. Встречаются также зеленые листоватые руды.

Между листоватыми и оолитовыми рудами в отличие от Ново-Киевских разрезов располагается зона руд, резко выделяющихся по структуре. Они могут быть названы брекчиевидными рудами. Между ними и листоватыми рудами намечается совершенно постепенный переход. В листоватой руде происходит выделение и скопление сначала рыхлого зеленовато-бурого компонента.

По направлению вверх зеленый компонент концентрируется в более определенные жилочки, делающиеся все плотнее и темнее. Участки между ними остаются рыхлыми, бурыми и долго сохраняют листоватое строение. Таким образом получается брекчиевидная руда, состоящая из рыхлых бурых участков, разъединенных плотными зелеными жилками. Бурые участки имеют неправильную изометрическую форму, иногда несколько вытянутую в горизонтальном направлении.

Выше брекчиевидные руды в своих рыхлых бурых участках утрачивают листоватость и еще выше в этих участках происходит возникновение оолита.

Оолитовидные руды Халилова несколько разнятся от таких же руд Новокиевки своей большой плотностью. Также в цементе их видим темнозеленое плотное вещество (то же, что и в брекчиевидных рудах). Кроме того следует отметить присутствие в них большого количества растительных остатков. Здесь также наблюдаются в верхних горизонтах оолитоидные руды, переходящие в конгломератовидные.

Разрез V (см. рис. 1) дает представление о характере халиловской рудной толщи: между листоватыми и оолитоидными рудами располагается зона брекчиевидной руды.

Местами в Халилове наблюдается разрез, подобный Ново-Киевскому. Примером может служить северная стенка Северного карьера.

Кроме обычных оолитовых руд в Мало-Халиловском месторождении наблюдаются также глинистые оолитоидные руды, представляющие собой разновидность оолитоидных руд, содержащих в цементе породы много нерудных элементов. Руды имеют довольно пестрый вид, частично образуя переходы в пятнистые разности.

Количество оолитов в них меньше, чем в собственно оолитовой руде.

Верхние горизонты, лежащие непосредственно под почвенным слоем, сложены теми же натечными корковыми рудами.

Таким образом особенностями Мало-Халиловского участка являются:

1) преобладание оолитоидных разностей руд,

2) наличие глинистых оолитоидных руд,

3) присутствие между листоватыми и оолитоидными рудами в некоторых разрезах брекчиевидных разностей.

3. Орловский участок

Орловский участок вскрыт карьером и пройденной летом 1934 г. траншеей. Она находится в наиболее благоприятных условиях для изучения, так как здесь происходит наиболее интенсивная добыча, что дает возможность видеть новые и совершенно не осыпавшиеся разрезы.

Мы видим здесь много общего с описанными выше участками, особенно с Халиловским. Здесь наблюдаются листоватые руды. На них в разрезах карьера и местами в траншее распо-

лагаются оолитовые руды с постепенными переходами одних в другие, как в Новокиевке (см. рис. 1, разрез VIII западной стенки карьера).

В верхних частях оолитовые руды иногда сцементированы натечным гидрогетитом в плотные массы (planchas месторождения Кубы).

В траншее между листоватыми и оолитовыми рудами мы видим зону брекчиевидных руд более рыхлых в нижней части (губчатых) и более плотных в верхней части собственно брекчиевидных (см. рис. 1, разрез VII). Иногда между листоватой и губчатой рудой наблюдаются участки оолитовых образований (см. рис. 1, разрез VI).

Вообще обратное расположение листоватых и оолитовых руд, отмеченное в Ново-Киевском участке, здесь местами тоже наблюдается.

Следует еще отметить присутствие среди рудной толщи Орловского участка глинистых разновидностей. Они наблюдаются и в разрезах траншеи и в наиболее мощном разрезе рудной залежи — в западной стенке карьера.

Интересно, что при переходе от западной стенки на восток мы видим переход по простиранию от богатых окислами железа руд к бедным глинистым рудам от разреза VIII к разрезу IX (см. рис. 1), где опять видим прослой глинисто-оолитовых пятнистых образований. Верхний горизонт, как и всюду, представлен натечными образованиями плотного гидрогетита.

V. Минералогический состав руд

При стремлении уяснить и по возможности уточнить химизм преобразования змеевика в латерит возникает необходимость определения точного минералогического состава руды. Этот состав обусловливается главным образом содержанием следующих окислов: Fe_2O_3, FeO, Al_2O_3, SiO_2, Cr_2O_3, NiO, MgO, гидроксильной группы и воды в растворенном состоянии.

Существенными вопросами являлись: уточнение состава водных окислов железа и трудноразрешимый вопрос о связи Al_2O_3 и SiO_2. Последний решается наличием гидраргиллита и кварца (опала, халцедона) или минералов каолинитовой группы.

Для решения вопроса о характере водных окислов железа полный и исчерпывающий ответ дали определения кривых нагревания и обезвоживания.

Для определения минеральных видов, в которых присутствует Al_2O_3 и SiO_2, метод кристаллооптического анализа оказался бессильным вследствие небольшого их содержания в породе, тонкой дисперсности и облеканию окислами железа. От этих пленок зерна освобождаются только при обработке соляной кислотой, причем происходит выпадение аморфного SiO_2 и остается неясным: происходит ли разложение аллофаноидов с выпадением SiO_2 или в породе присутствовала свободная кремнекислота.

Для решения этого вопроса были использованы методы термического и рентгеновского анализа.

Перехожу к описанию результатов исследования.

Прежде чем делать минералогическое описание руд, для полноты картины процесса безусловно необходимо сказать несколько слов о материнской породе халиловских латеритов, т. е. о серпентините. С описания этой породы я и начну эту главу.

1. Змеевики

Как уже указывалось раньше, интрузия ультраосновных пород произошла в верхнем карбоне. По времени она предшествовала проявлению главных тектонических процессов герцинской складчатости, сформировавшей Уральский хребет и отразившейся на уже застывших массивах. Вслед за интрузией перидотитов, пироксенитов, гарцбургитов и пр. последовала интрузия габбро-диорита и гранита. Гидротермальные процессы, связанные с этими позднейшими внедрениями, превратили массивы ультраосновных пород в серпентиниты.

Ко времени наступления жаркой и не очень влажной континентальной юры мы имели уже серпентинитовые массивы.

Изучение и описание серпентинитов района Халиловского месторождения имеем прежде всего в работе Г. Бокия и Д. Ульянова. Намечаются две разности серпентинитов: черная и черно-зеленая. Оба исследования склоняются к выводам, что в основной массе они образовались за счет гарцбургитов (перидотит с ромбическим пироксенитом), так как часто наблюдается присутствие реликтовых кристаллов ромбического пироксена, но возможно иногда образование их и за счет дунитов, или перидотитов и пироксенитов.

Ульянов считает, что черные разности серпентинита произошли из более богатых оливином пород. В числе минералов, слагающих серпентинит, Бокий отмечает: хризотил, асбест, бастит, тальк, кварц, карбонаты и реликтовые минералы: ромбический пироксен, оливин, хромит, магнетит.

Ульянов различает черные хризотиловые серпентиниты, в составе которых наблюдаются хризотил, кварц, тальк, хлорит, магнезит, иддингсит, ромбический и моноклинный пироксены, хромит и магнетит.

Выделяя серо-зеленые серпентиниты, Ульянов отмечает присутствие в них бастита, чем они собственно и разнятся от черных, отсюда он делает вывод, что материнская порода светлых серпентинитов содержала больше пироксена.

В моем распоряжении находились штуфы серпентинита, взятые из выработок в непосредственной близости к рудной коре. В составе их наблюдались реликтовые минералы: ромбический пироксен, сильно разложенный, с изъеденными контурами, с развивающимся в нем по спайности и каймой снаружи баститом, затем зерна магнетита, хромита и хромшпинели. Главная масса шлифа обычно сложена волокнистым серпентином с положительным удлинением волокон. Имеется большое количество водных окислов железа, скопления и прожилочки карбоната — магнезита и кальцита, а также кварца. Присутствие реликтовых кристаллов моноклинного пироксена обнаружено не было. Оливин очевидно весь нацело замещен серпентином.

Можно с уверенностью утверждать, присоединяясь к мнениям Г. Бокия и Д. Ульянова, что преобладающей породой являлись гарцбургиты.

2. Листоватые руды

В листоватых рудах прежде всего видим реликтовые минералы, уцелевшие при разрушении серпентинита. К таким относятся минералы группы серпентина, волокнистый хризотил и, реже, пластинчатый антигорит. Удлинение волокон хризотила часто положительное.

Некоторые мелкие чешуйки с двупреломлением около 0,020 принадлежат бруситу. В одном шлифе встретился хлорит. Волокна серпентинита разрушаются и замещаются водными окислами железа. Наблюдается облекание их пленкой гидрогетита. К этим же реликтовым минералам принадлежат зерна магнетита, хромита, хромшпинели.

Ни кварца, ни халцедона, ни опала наблюдать в шлифах не пришлось. Карбонаты местами присутствуют.

Микроскопически в составе этих руд различают чешуйчатые бурые образования, присутствующие главным образом в нижних частях рудной толщи, и плотные очень тонкозернистые — в более высоких горизонтах, содержащие чешуйчатые участки лишь прослоечками. Первые образования слагают тонколистоватые руды, вторые плотнолистоватые руды.

Изучены два образца чешуйчатых образований: 83-а и 38-d-1.

Под микроскопом в образце 38-d-1 видим тонкозернистый просвечивающий желтым изотропный аггрегат, имеющий $N > 1{,}785$, среди которого видим значительное количество анизотропных крупных зерен гетита. Цвет зерен гетита желто-оранжевый. Присутствуют тонкозернистые бесцветные аггрегаты, не действующие на поляризованный счет, принадлежащие очевидно коллоидному алюмогелю.

83-а имеет подобный же состав, но с меньшим количеством гетита и без изотропного коллоидного глинозема. В нем присутствуют листочки каолинита.

Результаты термического анализа образцов дает рис. 2, где имеем кривую нагревания для 83-а, а также рис. 3, где приведена кривая обезвоживания для 38-d-1. Они позволяют сделать следующие выводы: в образце 83-а окислы железа присутствуют в виде гидрогетита, на что служит указанием эндотермическая остановка на кривой нагревания в интервале 300—350°, которая, согласно данным исследований Н. С. Курнакова и Е. Я. Родэ (*28*), соответствует разрушению гетита с отдачей гидроксильной воды.

Кривая обезвоживания 38-d-1 обнаруживает эту же гетитовую остановку (см. рис. 3). Нижний перелом кривой может служить указанием на присутствие в руде коллоидального гидрата $Al_2O_3 . 3H_2O$, теряющего значительную часть воды именно в этом интервале, по данным Н. С. Курнакова и Г. Г. Уразова (*29*).

Над чешуйчатыми тонколистоватыми рудами видим плотные листовые руды. В составе их находится главным образом мелкозернистый аггрегат, имеющий различную окраску в туфе.

В красных листоватых рудах (образец 39) он образует участки яркокрасные, участки лиловато-красные и бурые.

В розовом 38-d этот коллоидный гидрат желтовато-розового цвета. Под микроскопом в составе этих участков видим следующие минералы. В лиловато-красном участке образца 39 наблюдаем просвечивающий красным цветом мелкозернистый изотропный аггрегат с $N > 1{,}785$. В яркокрасном участке присутствует то же вещество, среди которого видим отдельные зерна анизотропного гетита.

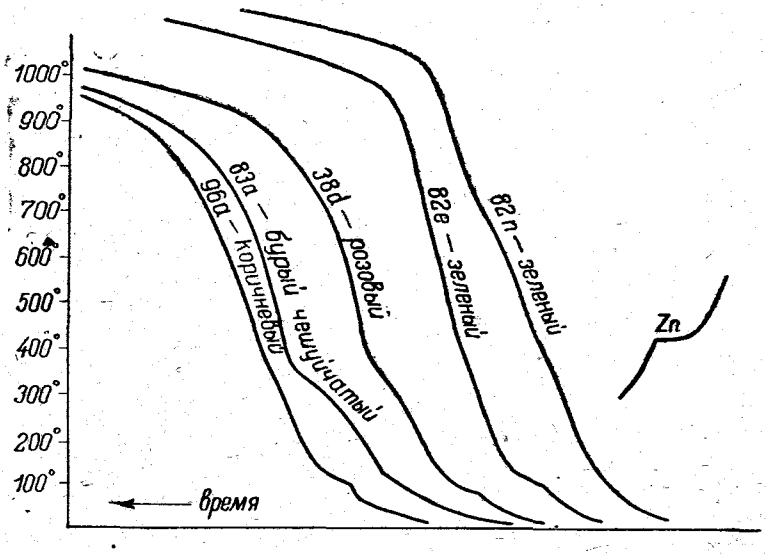


Рис. 2. Термический анализ.

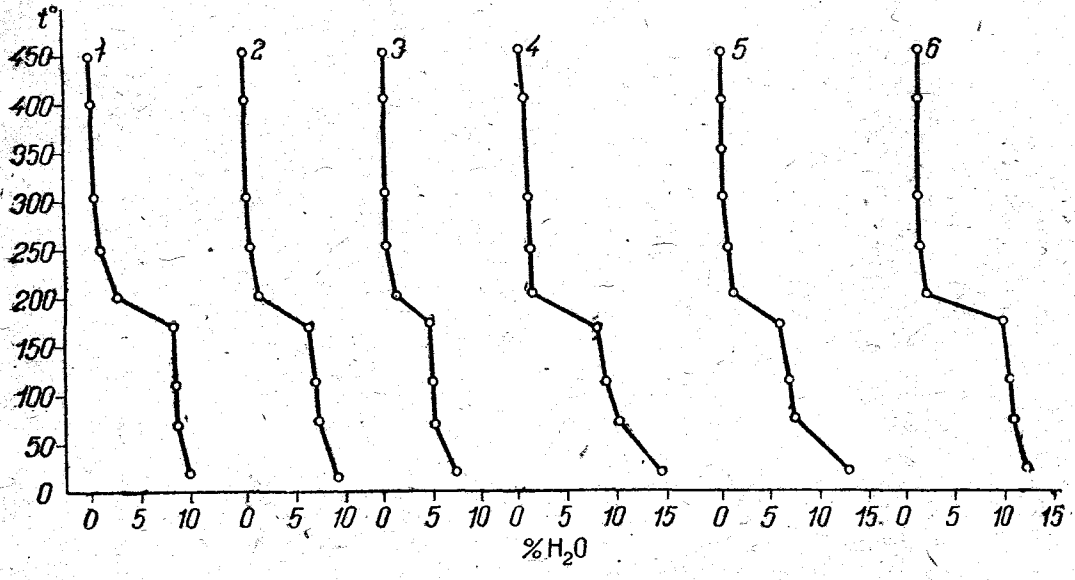


Рис. 3. Кривые обезвоживания.

1 — обр. 39, бурый участок, *2* — обр. 39, ярко-красный участок, *3* — обр. 39, лиловато-красный участок, *4* — обр. 31-с бурая, основная масса породы, *5* — обр. 38-d бурый, чешуйчатый участок, *6* — обр. 38-d, розовый участок.

В буром участке количество гетита возрастает. В красной руде видим кроме этого листочки каолинита.

В розовом участке образца 38-d видим однородный тонкозернистый аггрегат красно-оранжевого цвета. Присутствуют также отдельные листочки каолинита.

Кривые обезвоживания (см. рис. 3) вполне отвечают видимой картине. Гетитная остановка для лилового участка образца 39 наименьшая, в составе его преобладает гидрогетит; красный участок образца 39 имеет большую остановку; бурый участок — еще больше, хотя все же для этих веществ процентное количество выделяющейся при температуре 200° воды незначительно, следовательно преобладает гидрогематит.

Кривая обезвоживания розового участка образца 38-d (см. рис. 3) при сравнении с кривыми Н. С. Курнакова и Е. Я. Родэ позволяет установить присутствие в нем железа в виде гидрогетита. Этот же вывод подтверждает и кривая нагревания этого вещества (см. рис. 2). Каолинитовой остановки на ней нет, что может быть объяснено ничтожным содержанием этого минерала.

Таким образом в составе нижних горизонтов рудной толщи отмечаем присутствие гидрогематита, гетита и гидрогетита, слагающих главную массу породы, в ничтожном количестве — каолинита, коллоидного $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$ и реликтовых минералов серпентинита: серпентина, магнетита, хлорита, редко магнезита.

Вышележащие горизонты латерита постепенно переходят в оолитовидную руду, утратив листоватость строения рыхлой массы (разрезы Новокиевки) или, сохранив ее, переходят в брекчиевидную разность руды (Халилово).

Рассмотрим сначала переходные типы в разреза Новокиевки.

Мной была изучена содержащая оолиты руда, лежащая в верхней части листоватых образований (образец 31-с). Под микроскопом светлобурая рыхлая масса ее состоит главным образом из мелкозернистого аггрегата изотропных зерен, просвечивающих желтым цветом, с большим $N > 1{,}785$. Присутствует также гетит. Наблюдаются бесцветные изотропные образования коллоидного $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$. Кривая обезвоживания этого вещества (см. рис. 3) дает гетитную остановку при температуре 200°. Перегиб ее при низких температурах (70°) указывает на полярно-гигроскопические воды при этой температуре.

При увеличении количества оолита руда переходит в оолитоидную, цемент остается рыхлым, а цвет породы меняется, переходя из бурого в красный.

3. Брекчиевидные руды

В брекчиевидной руде, располагающейся между оолитовыми и листоватыми рудами в разрезах Мало-Халиловских карьеров, видим две составные части: зеленую и бурую. Зеленая часть в нижних частях пористая и рыхлая, в более высоких частях делается более плотной и темной.

Были изучены бурые остающиеся рыхлыми участки 82-е, а также зеленые пористые 82-в и 82-п. Под микроскопом в бурых участках (82-е) видим большое количество зерен гетита и тонкодисперсные скопления гидрогетита. Кривая обезвоживания типично гидрогетитовая, показывающая значительную потерю воды при температуре 200° (рис. 4).

Рыхлые и плотные зеленые участки под микроскопом имеют вид очень тонкодисперсных аггрегатов. Цвет их грязнозеленый. Показатель преломления для 82-е около 1,678, для 81-п — $1{,}705 > N > 1{,}695$. В ничтожном количестве присутствуют чешуйки каолинита. Небольшое количество гидрогетита. Кривые обезвоживания (см. рис. 4) имеют небольшую гетитовую площадку. Каолинитовая площадка на кривых обезвоживания (400—450°) отсутствует. Кривые нагревания тоже не дают каолинитовой остановки (см. рис. 2), образуя перегиб около 100—120°, они идут совершенно плавно без остановок, указывая на отсутствие как эндо- так и экзотермических превращений.

Сопоставляя результаты обезвоживания зеленого вещества брекчиевидных руд с кривыми обезвоживания компонентов зеленых листоватых руд (см. рис. 4), где кривые образцов 56 и 64 принадлежат к компонентам зеленых листоватых руд, приходится отметить отсутствие на них каолинитовых площадок и изгиб их при температуре 200°, что указывает на некоторое содержание гидрогетита. Под микроскопом они представляют собой тонкодисперсный аггрегат. Показатель преломления для образца 56 близок к 1,768, для образца 64 близок к 1,705.

4. Оолитоидные руды

Употребляемый во всех опубликованных и рукописных работах о Халиловском месторождении термин «оолитовая руда» для обозначения оолитовидных образований рудной толщи очень неудачен. Под термином «оолит» подразумевается совершенно определенное понятие: это осажденные в водных бассейнах образования.

Более подходящим представляет термин оолитоидная руда, выражающий лишь внешнее сходство с настоящими оолитовыми рудами. Оолитоидные руды Халилова образовались из

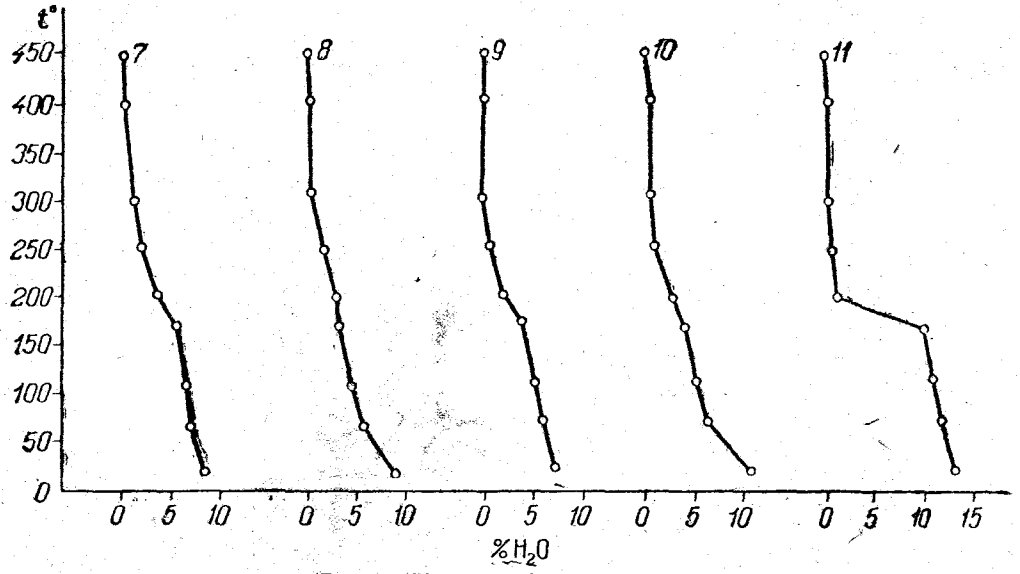


Рис. 4. Кривые обезвоживания.

7 — обр. 82-*n*, зеленый участок, *8* — обр. 82-е, зеленый участок, 9 — обр. 64-b, зеленая, листоватая руда, *10* — обр. 58, зеленая, листоватая руда, *11* — обр. 82-е, бурый участок.

листоватой руды, путем ее перестройки. Доказательством этому может служить явление, наблюдающееся в шлифе 47. Здесь в типичной листовой руде среди тонкодисперсной гидрогетитовой массы наблюдаются округлые участочки, выделяющиеся своим более темным красным цветом (рис. 5). Эти участки имеют концентрическое строение, слагаясь анизотропным веществом, очевидно гетитом. По направлению радиуса располагается ось *Np*, по касательной — ось *Ng*. Эти образования представляют собой зачаточную стадию возникновения оолита. В образце 34, взятом из горизонта листоватой руды, наблюдается подобное же явление, только здесь оолитоидов, образованных также гетитом, больше, они значительно крупнее (заметны даже в штуфе) и лишены концентрического строения.



Рис. 5. Образование оолита в листоватой руде (по микрофотографии)
Шлиф 47, × 30, ник.

В цементе оолитоидных образований Мало-Халилова различаем:

1) темнозеленое, плотного строения вещество, подобное описанному выше 82-п, совершенно не изменившееся при переходе брекчиевидной руды в оолитовую;

2) рыхлое бурое вещество, состоящее из гетита и гидрогетита с небольшой примесью $Al_2O_3 . 3H_2O$, соответствующее как по своему виду и составу, так и по положению в разрезе верхним зонам листоватых руд Новокиевки с наблюдающимся уже образованием оолитов (образец 31-с).

В ново-киевских рудах зеленое вещество отсутствует, оолиты располагаются реже, присутствуя в меньшем количестве.

Размер оолитов колеблется от 0,1 до 5 *мм*, редко превышая эту величину (рис. 6). Мелкие имеют более правильную форму. Под микроскопом среди цемента в руде наблюдаем округлые

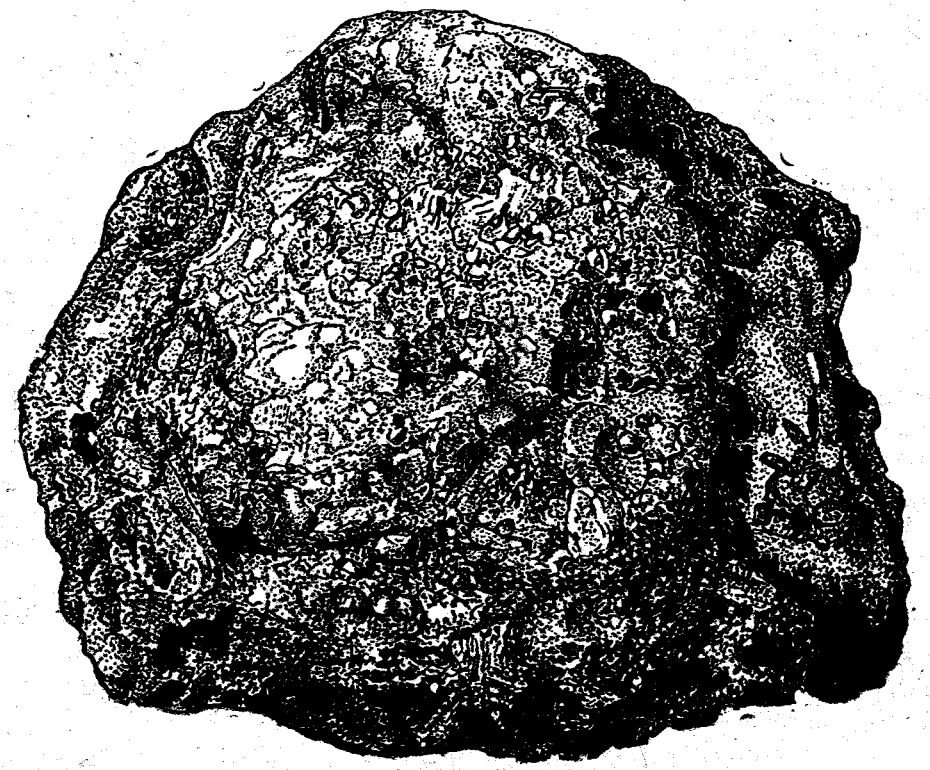


Рис. 6. Оолитоидная руда (по фотографии).
Обр. 81, нат. вел.

оолиты, состав и вид которых довольно разнообразны. Иногда они сложены гидрогетитом с большим содержанием воды, имеющим в отраженном свете серый цвет. Оолит представляется не плотным, а состоящим из густой сети тончайших жилок гидрогетита в рыхлой массе. Концентричность выражается в чередовании колец с густой сетью и с редкой. Подобное строение оолита видим на рис. 7.

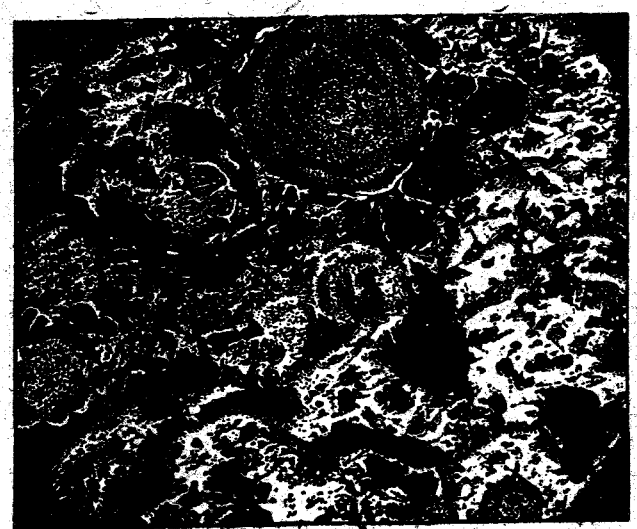


Рис. 7. Оолитоидная руда. Концентрическое строение оолита. Натечные образования плотного гидрогетита (по микрофотографии).
Шлиф 71-b × 80.

В других случаях наблюдаем более плотное строение оолитов, которые сложены сплошной массой, или гидрогетита (с серой поверхностью и бурой чертой), или гидрогематита и гематита (с белой поверхностью в отраженном свете и с красной чертой). Концентричности строения в таких оолитах не наблюдается, если не считать наружной тонкой каймы плотного гидрогетита, который всегда почти обволакивает как сетчатые, так и плотные оолиты.

Некоторые оолиты обнаруживают сложное строение: в крупном округлом оолите заключены

один или несколько более мелких (рис. 8). Это явление наблюдается довольно часто. В руде приходится наблюдать реликтовые зерна магнетита и хромита. Хромит присутствует несколько чаще. Изометрические зерна этих минералов резко выделяются своими более угловатыми контурами от округлых концентрических оолитов. Присутствуют они как в цементе руды, так и располагаясь совершенно произвольно то близ периферии, то ближе к центру оолитов, являясь случайно захваченными при его образовании.

На рис. 9 внутри гидрогематитового оолита видим зерно хромита.

Характерную изометрическую форму имеет зерно магнетита в оолитоидной руде шлифа 90 (рис. 10).

Всеми изучавшими так или иначе оолитоидные руды Халиловских месторождений отмечалась значительная магнитность их по сравнению с другими разностями. Эта значительная магнитность не может быть объяснена наличием реликтовых зерен магнетита, слишком незначительно их количество. Можно было предполагать, что магнитность руды объясняется новообразованием магнетита, возникшего в тонкораспыленном виде в веществе оолита. Чтобы установить последнее, были отданы для рентгеновского анализа оолиты из Мало-Халиловского карьера 73-с и 81-в, обнаруживающие магнитность, тогда как в шлифе магнетита не обнаружено. Третий анализированный образец—35-с взят из верхних натечно-оолитовых горизонтов. Позднейшие натечные образования плотного гидрогетита секут жилками и местами цементируют оолитовые руды в крепкую твердую породу.



Рис. 8. Оолитоидная руда. Сложное строение оолита (по микрофотографии).
Шлиф 109, × 80.



Рис. 9. Оолитоидная руда. Хромит в оолите (по микрофотографии).
Шлиф 81-е, × 80.

Примером таких натечно-оолитовых руд могут служить верхние горизонты орловских руд, обнажающиеся как в траншее, так в западной стенке карьера. В шлифе такой породы в цементе присутствует обильное количество твердого гидрогетита сплошного или сетчатого строения, что видим в шлифе 71-в (см. рис. 7).

Глинистые оолитоидные руды в штуфе представляются пестрыми (рис. 11). Их слагают следующие вещества: бурое рыхлое аналогичное образцу 31-с верхних зон листоватой руды. Участки эти неправильны по форме. В них чаще развиваются оолиты, что понятно, так как содержание железа здесь больше, чем в других частях руды. Минералогический состав их: гидрогетит, гетит, алюмогель и каолинит. В этой рыхлой массе развивается плотное коричневое вещество. Под микроскопом оно состоит из тонкодисперсных агрегатов, окрашенных

гидроокислами железа с отдельными зернами каолинита. Кривая нагревания коричневого вещества (см. рис. 2, кривую 96-а) имеет только одну остановку около 100—110°, соответствующую началу распадения твердого раствора, дальше она идет совершенно ровно и плавно, не обнаруживая ни эндо-, ни экзотермических превращений. Можно думать, что окислы железа присутствуют здесь в виде гидрогематита. Остается неясным то состояние, в котором находится глинозем, так как ни каолинитовых, ни гидраргилитовых остановок не имеем.



Рис. 10. Магнетит в оолитоидной руде (по микрофотографии).
Шлиф 91. × 80.

В верхних горизонтах оолитовых руд и в глинисто-оолитовых рудах видим участки, сложенные белым тонкодисперсным веществом. Кривой нагревания получить не пришлось. Определение методом паяльной трубки позволило отметить в этом веществе: большое содержание Al_2O_3, небольшой процент кремнезема, большое содержание воды, некоторое количество железа; сера, фосфор, мышьяк отсутствует, найдены следы Ni. Под микроскопом видим очень тонкозернистый неоднородный агрегат бесцветного, совершенно изотропного и почти изотропного вещества, загрязненного водными окислами железа. Часть имеет показатель преломления $1{,}567 < N < 1{,}574$, главная масса — несколько более высокий, около 1,587.

Очевидно присутствует главным образом коллоидальный алюмогель с небольшим количеством каолинита.

Кроме белых участков в оолитовой руде видим иногда яркокрасные участки, содержащие водные окислы железа; гетит и гидрогематит с отдельными небольшими чешуйками и тонкозернистыми скоплениями каолинитовых минералов.

Образование как тех, так и других не совсем ясно.

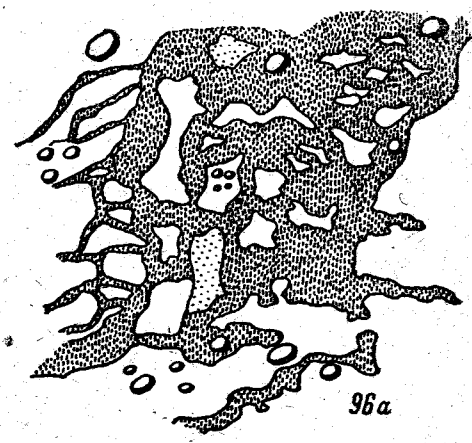


Рис. 11. Структура глинистой оолитоидной руды Орловского рудника.

5. Натечные руды

В верхних частях толща латеритовых руд подвергалась действию поверхностных вод, образуя конкреционные твердые корки и жеоды гидроокислов железа. Эти корки распространяются далеко вверх, располагаясь не только в руде, но и выше, переходя в нерудные отложения. Густая сеть прожилков наблюдается ближе к поверхности, но и в глубине, проникая по трещинам рудных залежей, воды частично растворяли железо и переосаждали его в виде жилок твердого плотного гидрогетита.

Так образовались натечно-листовые и натечно-оолитовые руды.

В верхних горизонтах процессы выветривания совершенно изменили первоначальный облик породы. По времени отложения натечные жилки и корки являются наиболее поздними

и нарушают уже сложившийся структурный облик руды. Климатические условия ко времени образования натечных руд очевидно успели измениться в сторону бо́льшей влажности, трудно точно определить время, к которому относится начало их возникновения.

Натечные жилки нижних зон латерита сложены плотным гидрогетитом. Микроструктура их иногда плотная, чаще сетчатая, так часто наблюдающаяся в Аккермановском месторождении. Вблизи поверхности встречается концентрическое строение этих образований с чередованием более плотных и более рыхлых полос. Плотные конкреции часто имеют рыхлую светлобурую пористую массу на внутренних полостях.

Рис. 12 шлифа натечного гидрогетита дает представление о плотном и грубосетчатом, пористом его строении.

С позднейшими проявлениями деятельности поверхностных вод связано также образование кристаллов гипса в верхних зонах руд и выцветы серы.

Может быть более ранними являются корочки кристаллов карбоната ромбоэдрического габитуса с чешуйчатым строением граней. Они замещены гидрогетитом и могли принадлежать магнезиту или сидериту.

Эти ромбоэдры нарастают, покрывая стенки трещинок в рудах. Встречались и в листоватых горизонтах.



Рис. 12. Сетчатая структура натечных образований гидрогетита (по микрофотографии). Шлиф 36-а. × 80.

6. Заключение

Сопоставляя все полученные результаты, можно сказать следующее: железо входит в состав руды в нижних зонах главным образом в виде гидрогетита и гетита, реже гидрогематита, в верхних зонах количество гидрогематита возрастает. Кремнезема во всей толще незначительное количество, свободного кремнезема в виде кварца или опала нигде не было отмечено.

По данным химического анализа в руде присутствует некоторое количество Al_2O_3 и SiO_2.

Согласно результатам исследования компонентов бокситов К. А. Курнакова и Г. Г. Уразова (*29*), данным технического анализа боровичских огнеупорных глин Г. Г Уразова и Н. И. Влодавца (*30*), данным Я. В. Самойлова о каолине (*31*), результатам изучения аллофаноидов К. Росса и П. Керра (*32*) и некоторым другим, установлено, что каолинит и аллофаноиды всегда дают эндотермическую остановку при температуре 570—600° и экзотермическую при температуре 1 070—1 050°.

Диаспаровые бокситы дают остановку при 500—520°, гидраргилит дает две: диаспоровую 500—520° и гидраргилитовую около 280—300°. Коллоидальный алюмогель дает одну гидраргилитовую остановку и низкий перегиб кривой около 100—120°, соответствующий выделению гигроскопической воды. Рассматривая кривые нагревания компонентов халиловских руд, даже богатых Al_2O_3 (как 96-а, 31-с, 82-е, 82-п), [1] приходится отметить отсутствие корундовой каолинитовой, диаспоровой и возможно гидраргилитовой остановки.

Наиболее вероятным является присутствие в виде связанного с SiO_2 в каолините и аллфаноидах, так как они всегда имеют резко выраженную эндотермическую каолинитовую и экзотермическую корундовую остановки.

Кривые нагревания гидраргилитовых, диаспоровых бокситов, а также кривая нагревания коллоидного $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$ не дает корундовой остановки, отсутствует иногда и диаспоровая (кривая коллоидного алюмогеля в работе Курнакова и Уразова).

[1] Кривые нагревания 96-а, 38-d, 83-а, приведенные выше (см. рис. 3), записывались до температуры 1 100°. Верхняя часть их не изображена, она продолжается также плавно и ровно.

Кажется более правдоподобным присутствие Al_2O_3 в виде коллоидного алюмогеля.

Может быть вследствие этой тонкой дисперсности и при одновременном присутствии коллоидного гидрогетита в очень тонкой смеси алюмогель не может быть обнаружен под микроскопом, даже при довольно значительном количестве.

Не совсем ясным по данным термического анализа представляется характер зеленого вещества 82-е, и 82-п, можно только отметить более резкий перелом кривой 82-е в интервале 100—120°, тогда как кривая 82-п более плавная. Это объясняется большим содержанием воды в первом веществе, что хорошо увязывается с общим обезвоживанием руды при переходе от нижних к верхним горизонтам.

В полном соответствии с данными кривых нагревания находятся данные кривых обезвоживания. Здесь тоже (см. рис. 3 и 4) ни для одного из исследованных веществ как входящих в состав листоватых (образцы 39, 38-d), так и в состав руд более высоких горизонтов (31-с, 82-п и 82-е), нигде не видим значительной потери воды в интервале 400—450°, характеризующей минералы каолинитовой группы. Это тоже указывает на ничтожное их количество в составе руды.

Рентгеновский анализ компонентов руд вполне подтвердил выводы термического и кристаллооптического исследования.

Съемка производилась на однокенотронной установке шестиконной трубкой Хаддинга с железным антикатодом ($\lambda_\alpha = 1{,}934$ Å, $\lambda_\beta = 1{,}753$ Å). Напряжение — 30 kW, сила тока — 6 = 7 mA. Камера с диаметром пленкодержателя 45,90 *мм* (расчетный диаметр камеры — 46,00 *мм*). Поправка для части образцов производилась по формуле Хаддинга (поправка на толщину столбика), для некоторых же помощью каменной соли.

Анализировались образцы, для которых был проделан термический анализ.

Таблица 1

№№ линий	Гетит		38 плотный		38 чешуйчатый участок		83-а		Магнетит	
	Y	θ	Y	θ	Y	θ	Y	θ	Y	θ
1	8	13°37′	6	13°20′	8	13°11′	9	13°29′		
2	2	17 00			2	16 31	2	16 45		
3	3	19 02			3	18 59	2	19 08		
4	8	21 29	8	21°05′	8	20 58	8	21 07		
5	3	22 23			2	21 58	4	22 08		
6					3	22 28			10	22°22′
7	10	23 39	10	23 25	10	23 14	10	23 26		
8	4	25 52	3	25 23	6	25 28	5	25 33		
9	6	26 40	4	26 18	6	26 08	4	26 22		
10	3	30 50			2	30 34	3	30 35		
11	3	33 00			3	32 32	3	33 41		
12	10	34 45	7	34 23	10	34 19	10	34 23		
13	4	37 43	3	37 12	5	37 11	4	37 15	9	36 51
14	8	38 46	5	38 25	8	38 23	8	38 26		
15	6	40 26	3	40 05	6	40 01	7	40 03		
16					4	40 53			9	40 49
17	6	42 17	3	41 46	5	41 50	6	41 56		
18	3	43 33			2	43 11	2	43 09		
19	4	45 57			3	45 38	4	45 38		
20	4	47 52			5	47 31	5	47 30		
21	4	58 13			2	57 41	2	57 45		
22	6	59 56			3	59 51	4	59 34		
23	4	65 36			3	65 39	4	65 41		

Были анализированы два образца листоватой руды 83-а и 38-d. Образец 83-а состоит из однородной чешуйчатой массы; образец 38-d слагается из двух разнородных веществ: плотного розового и чешуйчатого.

На таблице 1 приведены относительные интенсивности Y и углы отблеска для гетита и анализированных образцов. Данные для гетита взяты из работы Г. М. Попова (*43*).

Из таблицы 1 видим, что для дебаеграмм образца 83-а и плотного розового участка образца 38-d все линии соответствуют наиболее интенсивным линиям гетита. Расхождения в углах для линий образцов с соответственными линиями гетита не выходят за пределы 20′ и обусловлены, с одной стороны, различными условиями съемки для дебаеграммы эталона (гетита) и дебаеграмм образцов, с другой стороны, еще тем, что были введены поправки лишь на толщину столбика (без каменной соли).

На дебаеграмме чешуйчатого участка образца 38-d тоже почти все линии соответствуют линиям гетита, но кроме того имеются еще две линии 6 и 16 (см. табл. 1), которые на дебаеграмме гетита отсутствуют. Линия 13 для этого образца имеет несколько большую относительную интенсивность, чем соответствующая ей линия гетита. При сравнении углов отблеска для этих линий с другими эталонными дебаеграммами было установлено, что они сходятся по величинам углов с наиболее интенсивными линиями магнетита (табл. 1).

Таким образом видим, что главная составная часть исследованных образцов листоватой руды — гетит или гидрогетит. В составе некоторых образцов магнетит достигает несколько более значительного количества. Содержание других минералов ничтожно или это коллоиды, не дающие линий при данных условиях съемки.

В оолитоидных рудах были выделены и изучены оолиты. Анализированы три образца. Все три — магнитны, хотя под микроскопом магнетита не обнаружено.

Образцы 73-с и 81-в взяты из средней части оолитоидных горизонтов, 35-с — из верхнего натечно-оолитоидного горизонта. Все три образца дали дебаеграммы, сходные с гематитовой.

На таблице 2 приведены относительные интенсивности линий и углы отблеска θ для дебаеграммы гематита и для дебаеграмм упомянутых образцов. Здесь для исследуемых образцов приведены углы отблеска, исправленные с помощью каменной соли. Исправление углов отблеска θ производилось посредством кривых поправок, которые были сделаны для каждой камеры отдельно по дебаеграммам каменной соли. Для гематита было снято две дебаеграммы: одна с чистого образца гематита, другая с образца гематита с 25-процентною примесью NaCl. Поправки для углов отблеска для дебаеграммы чистого гематита брались по кривой поправок, составленной на основании дебаеграммы гематита с 25% NaCl.

Из таблицы 2 видно, что большинство линий образцов отвечают линиям гематита. Кроме того на всех трех дебаеграммах образцов имеются линии со средней и слабой относительной интенсивностью, которые не имеют себе соответственных линий на дебаеграмме гематита.

Сюда относятся линии 9, 15, 18, 24 и 26. Помимо этого из таблицы 2 видно, что часть линий дебаеграмм образцов, совпадающих с линиями гематита по своему положению (близкие углы отблеска θ), имеют относительную интенсивность Y большую, чем соответственные им линии гематита. Таковы линии 3 и 13. Сюда же должна быть отнесена линия 6 на основе следующих соображений: линии гематита с относительной интенсивностью 10 баллов, 5, 11, 12 отвечают линиям образцов с несколько пониженной относительной интенсивностью — от 8 до 9 баллов; таким образом для линий образцов, соответствующих линии 6 гематита (относительная интенсивность 10), относительная интенсивность должна бы быть несколько меньшей.

Совокупность линий 9, 15, 18, 24, 26, 3, 13 и 6 очень напоминают собой дебаеграмму магнетита. Однако приведенные на таблице 2 углы отблеска для магнетита показывают некоторое расхождение с углами отблеска для линий дебаеграмм образцов. Расхождение тем больше, чем больше угол отблеска.

Это обстоятельство говорит за то, что эти линии могут быть отнесены к веществу, имеющему структуру магнетита, но с меньшим размером элементарной ячейки. На таблице 2 приведены углы отблеска θ, вычисленные для хромита, приняв ребро элементарной ячейки куба $a_w = 8{,}357$ Å (для магнетита $a_w = 8{,}41$ Å). Углы отблеска для хромита ближе совпадают с углами отблеска образцов, чем углы отблеска магнетита. Из величин углов отблеска дебаеграмм образцов линий, не совпадающих с линиями гематита, была вычислена величина ребра ячейки для структуры магнетита-хромита — $a_w = 8{,}3305$ Å. Эта величина находится в хорошем совпадении с теми, которые установили G. L. Clark и Ally (*44*).

Таблица 2

№№ линии	Гематит		35-с		73-с		81-b		Магнетит		Хромит	
	Y	θ	Y	θ	Y	θ	Y	θ	Y	θ	Y	θ
1					1	13°04′						
2	4	15°10′	2	15°08′	2	14 51	3	15°11′				
3	3	18 54	5	19 02	6	18 49	5	19 04	6	18°52′	6	19°04′
4	2	20 25	2	20 24	2	20 14	2	20 26				
5	10	20 59	9	20 59	9	20 42	8	21 03				
6	10	22 34	10	22 41	10	22 29	10	22 37	10	22 22	10	22 34
7	2	23 26	1	23 15	2	23 12	1	23 23				
8	6	26 05	4	26 05	3	25 55	4	26 06				
9			5	27 42	3	27 34	4	27 34	7	27 27	7	27 34
10	2	31 20	1	31 20			1	31 21				
11	10	31 49	6	31 47	5	31 37	5	31 45				
12	10	34 57	9	34 55	8	34 45	9	34 52	5	34 26	5	34 32
13	5	37 20	8	37 11	7	37 03	7	37 12	9	36 51	9	36 58
14	9	40 41	9	40 49	9	40 48	8	40 47				
15			6	41 06	6	40 56	6	41 03	10	40 49	10	40 53
16	9	41 54	7	41 54	7	41 47	7	41 56				
17	5	47 43	4	47 36	5	47 30	5	47 44				
18			3	49 34			2	49 33	5	49 15	5	49 21
19	3	50 37	3	50 25	2	50 14	5	50 21				
20	2	54 33	1	54 42	3	54 20	3	54 39				
21	2	56 27	2	56 18	4	56 12	3	56 22				
22	4	58 14	3	58 17	2	57 58	3	58 13				
23	6	61 25	3	61 24	3	61 20	2	61 37	8	62 24	8	62 43
24			5	03 00	4	62 42	5	63 07				
25	4	66 39	3	66 31	3	66 30	4	66 34				
26			4	68 14			4	68 22	6	67 29	6	67 46

В этой работе авторы дают величину ребра ячейки хромита a_w от 8,179 Å до 8,355 Å в зависимости от количества примеси Al_2O_3 (чем больше Al_2O_3, тем меньше a_w).

Таким образом удалось установить, что оолиты различных горизонтов оолитоидных руд сложены гематитом (и гидрогематитом). Для всех образцов линии гетита на дебаеграммах отсутствуют. Присутствует небольшая примесь магнетита или хромита, причем вероятней хромита.

Последнее отмечается и при изучении шлифов (руды) в отраженном свете.

Можно утверждать, что количество магнетита + хромита в руде незначительно и обусловлено наличием этих минералов в материнской породе змеевика. Совершенно приходится отказаться от объяснения значительной магнитности оолитоидных руд новообразованием магнетита.

Последним исследованным веществом был плотный зеленый компонент брекчиевидной руды 82-п. Кривые нагревания и обезвоживания не дали возможности определить его минералогический состав. К сожалению полной ясности не дает и рентгеновский анализ. Образец дал дебаеграмму с отчетливыми линиями, по внешнему виду совершенно отличную от всех предыдущих.

На таблице 3 приведены относительные интенсивности и углы отблеска для этого образца. При сравнении их с эталонными дебаеграммами можно установить, что линии 2, 7, 9, 11, 13

Таблица 3

№№ линий	82-п		Гетит		№№ линий	82-п		Гетит	
	Y	θ	Y	θ		Y	θ	Y	θ
1	3	12°07′			16	6	33°23′		
2	5	13 29	8	13°37°	17	8	34 29	10	34°45′
3	3	14 35			18	2	35 48		
4	8	16 05			19	10	38 38	8	38 46
5	2	19 11			20	6	40 01	6	40 26
6	3	20 34			21	6	41 17		
7	7	21 14	8	21 29	22	2	41 56	6	42 17
8	10	22 47			23	4	43 10	3	43 33
9	7	23 23	10	23 39	24	6	47 22	4	47 52
10	2	23 52			25	2	50 58		
11	3	25 31	4	25 52	26	4	65 08		
12	3	26 25	6	26 40	27	5	68 43		
13	5	27 10							
14	3	28 56							
15	2	30 58							

17, 19, 20, 22, 23 и 24 (см. табл. 3) близко совпадают с линиями гетита. Линии 19, 20, 23 и 24 не целиком объясняются дебаеграммой гетита. Остальные линии сравнивались с линиями дебаеграмм целого ряда минералов: магнетита, гематита, турьита, диаспора, гидраргиллита, боксита, рубиновой слюдки, каолинита, нонтронита, кварца и кальцита, причем ни один из этих минералов не дал удовлетворительного совпадения.

VI. Происхождение рудной толщи

Переходя к генезису Халиловского месторождения, нужно сказать несколько слов о прежде высказанных взглядах по этому вопросу.

Г. Б. Бокий в своей работе (*12*) разделяет по способу образования рудную толщу на два типа — рыхлые охристые руды нижних горизонтов (листовые руды) и оолитовые руды. Первые он считает элювием, образовавшимся при выветривании серпентинита. Процесс серпентинизации гарцбургитов он связывает с процессом образования латерита, считая, что переход ультраосновных пород в серпентинит продолжался и после прекращения проявления постмагматической деятельности, связанной с габбро-диоритами.

Оолитовые руды он рассматривает, как осажденные в водном бассейне.

Д. Ульянов (*13*) не соглашается с ним, считая всю рудную толщу образовавшейся путем замещения серпентинитов метасоматически железистыми растворами, происшедшими от размывания других частей коры выветривания этих же пород. Изложенные выше в главах IV и V факты нахождения оолитов в типичной листоватой руде, постепенный переход от листоватых руд к оолитовым, наконец наблюдаемое местами обратное расположение этих разностей в разрезе делают достаточно обоснованным образование оолита путем изменения листоватой разности, а не осаждением. Что касается взгляда Ульянова, то, не проливая света на процесс перестройки листоватой руды в оолит, он непонятен тем, что допускает в одном месте выщелачивание железа из разрушаемого серпентинита, а в другом его выпадение в том же серпентините, т. е. при близких физико-химических условиях.

В своей последней неопубликованной работе В. В. Напольская (*26*), указывая на большое сходство Халиловского месторождения с рудами о-ва Кубы, решительно высказывается за элювиальное его происхождение в процессе латеритового выветривания, причем оолиты считает диагенетическим образованием в латерите.

Следует еще упомянуть о работе Безрукова и Яншина (*15*), в которой они описывают переволоченские латериты и касаются вопросов выветривания палеозойских пород района. Они различают древнюю мезозойскую, доюрскую кору выветривания и осадочные латеритовые образования юрского времени, к которым относят и латериты Переволоченского месторождения. По их описанию разрез этого месторождения таков: на палеозойских породах лежат пестрые глины доюрского возраста, на которых располагается осадочная латеритовая толща, представляющая осадки водного бассейна и имеющая разрез (не всегда выдерживающийся) из трех зон:

1) красная слоистая глина,
2) глинистый латерит,
3) бобовый латерит.

В конце работы дается описание Халиловского месторождения, причем отрицается его элювиальное происхождение. Переход серпентинитов к руде они считают не постепенным, а резким, отрицая сохранение реликтовой структуры в нижних горизонтах рудной толщи. Высказывается мысль о полном сходстве Халиловского месторождения с глинистыми осадочными латеритами Переволоченского месторождения. Совершенно не принимается во внимание ни присутствие магнетита и хромита в листоватых рудах, ни наблюдаемое под микроскопом постепенное ожелезнение волокон серпентина и закономерность минералогического и химического изменений в разрезе.

Это суждение о халиловских бурых железняках заставляет сомневаться в высказанных на генезис латеритов Переволоченского месторождения взглядах.

В работе не приводится ни минералогического, ни химического анализа переволоченских латеритов, все выводы основаны только на полевых наблюдениях.

Возможно, что точное изучение их состава и структур, начиная с подстилающей толщи, дает картину близкую к той, что описывают Фойт (*36*) и Бейшлаг-Круш-Фогт (*37*) для латеритов, образовавшихся на толще пород, содержащих в своем составе кварц и кислые полевые шпаты.

Впрочем отрицать, не имея точных данных, осадочный характер Переволоченских месторождений конечно нельзя. Возможно их следует сравнивать с месторождениями типа Аккермановского.

Внимательное изучение рудной коры серпентинита Халилова и сравнение ее с латеритовыми железорудными месторождениями Индии, Африки, Южной Америки позволяет отметить большое сходство между ними и заставляет решительно высказываться за латеритовое происхождение всей толщи.

Жаркий и не очень влажный климат юры являлся неблагоприятным для развития богатой растительности, а вследствие этого и накопления гумусовых кислот в почве, чему способствовала высокая температура, разрушающая образующиеся гумусовые кислоты.

Несомненно важным фактором является щелочная среда, образующаяся при действии поверхностных вод на серпентин, содержащий большое количество углекислых солей щелочноземельных металлов ($MgCO_3$ и $CaCO_3$). Поверхностные воды всегда содержат некоторое количество CO_2, что сильно повышает растворимость $MgCO_3$ и $CaCO_3$, но при бедности почвы кислотами создает условия, при которых переход в раствор окислов железа, алюминия и хрома крайне затруднен. Эти соединения задерживаются в разрушаемой породе серпентинита. Кварц, опал, халцедон, образовавшиеся в нем при превращении из гарцбургитов (или других ультраосновных пород), напротив, в условиях повышенной щелочности легче растворяются и уносятся.

Таким образом происходит концентрация Fe_2O_3, Al_2O_3, NiO, Cr_2O_3 и обеднение SiO_2, MgO. Постоянное действие щелочных растворов не способствует при разрушении основных пород образованию каолинита. Вынос SiO_2 заставляет каолинит легко переходить в аллофаниды $Al_2O_32SiO_2 \cdot 2H_2O$ (каолинит) $Al_2O_3SiO_2 \cdot n\,H_2O$, а при дальнейшем обеднении кремнеземом — в коллоидальный $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$.

Нижние каолинитовые зоны латерита скорее можно ждать при выветривании пород, богатых свободным кремнеземом и содержащих в составе ортоклаз и кислые олигоклазы, в которых отношение SiO_2 к Al_2O_3 превышает каолинитовое. Там вынос SiO_2 не сразу разрушит образовавшийся от разложения полевошпата каолинит и внизу разреза возникает зона каолинита-сиалит, которая лишь в следующей стадии изменения дает алит.

Для пород типа габбро, содержащих полевой шпат с преобладанием анортитовой молекулы и не имеющих свободного SiO_2, трудно ждать при выветривании образования значительных

скоплений каолинита, так как соотношение SiO_2 и Al_2O_3 здесь близко к предельному для каолинита и вынос SiO_2 его разрушает.

Серпентиниты — породы вообще бедные Al_2O_3 и SiO_2; щелочность средняя и сравнительно легкая растворимость, вследствие этого SiO_2 делает мало вероятным скопление каолинита, что и объясняет отсутствие его в халиловских рудах.

Разделение, сделанное Лакруа для латеритов Гвинеи, по окончательным продуктам изменения, находящимся в прямой зависимости с материнской породой, полностью подтверждает вышеуказанные предположения.

Для низших слоев халиловских латеритов неоднократно отмечалось листоватое строение. Безусловно оно является реликтовым по серпентину, в шлифах иногда приходится видеть сохранившиеся волокна серпентина, подчиняющегося этой листоватости. Но волокна серпентина в материнской породе вовсе не подчиняются одному горизонтальному направлению. Чем же объяснить листоватость руды?

Можно думать, что при выщелачивании MgO, SiO_2 получались очень пористые массы, даже при тонком слое латерита, только под действием собственной тяжести уплотнявшиеся и оседавшие. Это совсем незначительное давление сверху вниз все же достаточно, чтобы заставить разрушиться вертикально стоящие волокна железа. Горизонтальные и близкие к горизонтальному положению волокна разрушаются в меньшей степени и сохраняют свой облик, чем и обусловливается листоватость руды.

Следующим вопросом, требующим объяснения, является образование оолита.

Неоднократно отмечается самыми различными исследователями возникновение в верхних частях латеритовых руд мелких плотных шариков.

Так Фойт отмечает их для руд Суринама (*36*), упоминания о подобных явлениях видим и у Харрозовича (*41*), у Лакруа для руд Мадагаскара и др. В месторождении о-ва Кубы, наиболее близком к Халиловскому, тоже наблюдается эта разновидность руды.

Не следует еще забывать, что оолиты обнаруживают значительную дегидратацию, состоя из гидрогематита и гематита, а также магнитность, объясняемую частичным восстановлением в закисное железо.

Магнитность верхних слоев руд (где и встречаются шарики-оолиты) отмечается в работе Лейса (*38*) описывающего месторождения о-ва Кубы.

Происхождение оолитов, их возникновение в рыхлой массе листоватой руды представляется явлением, аналогичным образованию поверхностных конкреций и жеод, присутствующих в близкой к поверхности зоне всех железорудных месторождений. Образование их обусловливается растворением и переосаждением железа под действием поверхностных вод.

При этом всегда отмечается концентричность строения жеод и обезвоживание их по направлению к центру, вплоть до гематита. Размер их сильно колеблется, завися от влажности климата, количества воды, циркулирующей в почве, обусловливающего большее или меньшее растворение железа.

В Халиловском районе такие жеоды хорошо известны по Аккермановскому месторождению, в меньшей степени и без такой правильности строения, встречаются они также и в верхних зонах латеритовых рудных залежей (натечные руды).

В условиях жаркого климата юры выпадающие осадки быстро высыхали и не могли перевести в раствор большое количество железа. Действие их сказывалось на небольших участочках, вследствие чего мы и видим не крупные жеоды, а небольшие, не превышающие размеры ореха, шарики-оолиты.

В остальном их строение очень похоже на строение жеод. И те и другие имеют округлую форму, наружная поверхность неровная, для оолитов последнее особенно хорошо видно в гетитовых сферических образованиях и листоватых рудах, т. е. при слабом проявлении процесса.

Там и здесь видим обезвоживание, связанное очевидно с высыханием и нагреванием у поверхности. Восстановление гематита с образованием магнетита обычно для оолитов. В жеодах Аккермановки это явление наблюдается также, но в единичных случаях.

Сходство очень большое, процесс по существу один, расхождения наблюдаются лишь в деталях. В более влажном климате растворение принимает более значительные размеры, но в то же время не так резко выявляется обезвоживание и восстановление.

Другими словами оолитоидные руды Халилова — это конкреционные образования жаркого не очень влажного климата юры.

В более позднее с более влажным климатом время в древних конкреционных зонах происходит более грубая и значительная перестройка рудной толщи, давшая верхнюю зону разреза— натечные руды.

Переход в раствор окислов железа обусловливается чистотой воды атмосферных осадков в верхних слоях почвы, тогда как, пройдя в нижние горизонты и обогатившись $MgCO_3$ и $CaCO_3$ эти воды теряют способность растворять железо. Частичному переходу в раствор железа при образовании оолита мог способствовать растительный покров на поверхности, дающей некоторые количества гумуса. Растительные остатки в оолитовых рудах присутствуют в значительном количестве.

Резюмируя вышеизложенное, устанавливаем, что рудная кора серпентинитов Халиловского месторождения делится на три резко различных горизонта:

1) листоватый латерит, образующийся на некоторой глубине,

2) оолитоидный латерит — юрская поверхностная конкреционная зона,

3) конкреционно-натечная зона, представляющая собой изменение латерита в более позднее с значительно более влажным климатом время.

Образование латерита наблюдается во многих местах земного шара в различных по возрасту отложениях, начиная с карбона и кончая наиболее молодыми современными отложениями.

В литературе имеем целый ряд работ, описывающих эти своеобразные месторождения выветривания в условиях жаркого тропического климата. Рассмотрим некоторые из них: Лакруа (*34*) дает описание процессов образования латерита в Гвинее, делая наблюдения над изменениями, претерпеваемыми различными по петрографическому составу породами. Автор отмечает и описывает их минералогический состав и структуру. Весь латерит он делит на две зоны:

1) зона выноса с остаточной реликтовой структурой разрушаемой породы,

2) зона конкреционных образований.

По минералогическому составу, отражающему характер материнской породы, он делит латериты на три типа.

К первому относятся латериты образовавшиеся из пород, бедных SiO_2 с большим содержанием полевого шпата, т. е. из габбро-диабаза, нефелинового сиенита, сиенита. Эти латериты содержат в своем составе гиббсит (гидраргилит); железо, более подвижное, чем алюминий, концентрируется в верхних зонах.

Ко второму типу он относит периодотитовые латериты и, не останавливаясь на них подробно, указывает лишь на значительное содержание в них Fe_2O_3 при небольшом количестве Al_2O_3.

Третий тип пород образуется за счет кислых пород — гранитов, пегматитов и гнейсов. В них происходит усиленное образование в нижней зоне каолинита выше замещаемого коллоидным $Al_2O_3 \cdot n\,H_2O$. Здесь более резко подчеркивается концентрация железа в верхних горизонтах руд, чем для гиббситовых латеритов, так как там обогащение железом начинается с самых нижних слоев.

Вообще характерным для латеритов Гвинеи он считает образование зоны конкреций и преобладание гиббсита при выветривании габбро-диабаза, каолинита и коллоидного $Al_2O_3 \cdot nH_2O$ при разрушении кислых пород.

Описание латеритов о-ва Мадагаскара и сравнение их с гвинейскими сделано Лакруа в другой работе (*35*). Мадагаскарские латериты значительно разнятся от гвинейских. В них нельзя провести резко разделения на гиббситовый и каолинитовый с коллоидным $Al_2O_3 \cdot n\,H_2O$ типы. Как гиббсит, так и каолинит находятся в продуктах разрушения самых различных пород. При выветривании гранита сохраняются куски неразрушенного кварца. Кроме того отсутствует, или совершенно отсутствует конкреционная зона. Местами в верхних частях латерита, не достигая большой мощности, наблюдается образование небольших шариков и неправильных кусочков плотных гидроокислов железа, изредка сцементированных в плотную породу.

Можно думать, что разница в характере гвинейских и мадагаскарских латеритов выражает большую интенсивность и большую продолжительность процесса в Гвинее.

Интересно уяснить причину отсутствия на Мадагаскаре грубых конкреционных образований и взамен их наличие мелких шариков в верхних частях руды.

Латерит Суринама описывает Фойт. Его описание позволяет отметить большое сходство суринамских образований с мадагаскарскими.

Автор отмечает два латерита. Один залегает непосредственно на архейских кристаллических сланцах, имеет в нижних горизонтах структуру и содержит неразрушенные куски кварца.

Второй латерит залегает всегда на первом, имеет бобовое строение, состоя из отдельных шариков; он богат железом, являясь его рудой. В верхних частях разреза наблюдается обезвоживание до гематита и магнитной руды. Автор разделяет эти два типа, считая, что первый произошел из кристаллического сланца, а бобовая руда является продуктом изменения основной породы, залегавшей в виде покрова на размытой поверхности кристаллических сланцев. Эта порода целиком изменена и превращена в бобовую руду без сохранения реликтов. Это объяснение кажется искусственным; более вероятно, что оба типа представляют собой различные горизонты латеритовой коры кристаллических сланцев. В верхних горизонтах концентрируется железо. Разрез очень напоминает разрез мадагаскарских латеритов.

При изучении Халиловских месторождений наиболее интересным является сопоставление их с рудными залежами о-ва Кубы, где материнской породой является также серпентинит. Описание этих месторождений находим в ряде работ (*37—40*), из которых заключаем о большом их сходстве с Халиловскими.

Большая часть о-ва Кубы представляет собой плато, поднимающееся на 450—608 *м* над уровнем моря. На этом плато залегает руда, обнажаясь в искусственных выработках и на склонах, опускающихся к океану.

Моа и Майори — главные месторождения, хотя имеются залежи и в других местах острова, где встречаются серпентиниты.

Делая характеристику рудной толщи, Лейс отмечает следующие особенности.

Количество глинозема остается приблизительно одинаковым во всем разрезе. Железо при удалении от серпентинита сначала несколько уменьшается, а выше в средней части опять увеличивается благодаря осаждению железа, растворенного на поверхности. Кремнезем при переходе от нижних к верхним горизонтам непрерывно теряется. Присутствующий в нижних частях разреза каолинит выше распадается и замещается бокситом. Легкоподвижная магнезия выносится в растворе.

Структура руды в нижних частях залежей рыхлая и пористая, выше делается более плотной. В верхних частях одновременно с появлением растительных остатков в ней появляются шарики (оолиты). Лимонит нижних горизонтов обезвоживается, замещается гематитом и образуется магнетит. Автор отмечает молодость или даже современность образования этих шариков (оолитов), что является подтверждением возможности возникновения таких структур на поверхности латерита.

Сопоставляя вышеизложенное, видим, что хотя исходным материалом в разных случаях служили разные породы, ход процесса оставался постоянным, будучи обусловлен близкими физико-химическими условиями.

VII. Аккермановское месторождение

Аккермановское месторождение расположено в 10 *км* (по прямой линии) от ж. д. ст. Губерля в направлении на юго-восток. От пос. Аккермановского оно находится на расстоянии около 4 *км* на юг. Месторождение вскрыто разведочными работами. В 1934 г. там производилась разведка главным образом в центральной части рудной залежи.

1. Геологические условия

По типу своего образования Аккермановское месторождение совершенно отлично от описанных выше участков Халиловского месторождения, почему и заслуживает совершенно особого описания.

Оруднение здесь приурочено к континентальным осадочным образованиям юрского времени, отлагавшимся на размытой поверхности визейского известняка. Несколько севернее рудного участка в известковом логу видим выходы этих карбоновых известняков и согласно подстилающих их толщу верхнедевонских ($D_3 — C_1$).

Рудоносная юрская толща содержит большое количество растительных остатков главным образом кусочков стволов, реже отпечатков листьев плохой сохранности. Эти листья папортника *Cladophlebis* (по определению А. Н. Криштофовича).

Образцы лучшей сохранности, переданные С. И. Кондауровым Н. К. Разумовскому из этих же толщ, определены А. Н. Криштофовичем как *Cladophlebis* cf. *haiburnensis* L. et H., что позволяет сделать заключение о юрском возрасте аккермановских рудоносных слоев.

Толща осадочных образований имеет непостоянный разрез, отражая изменчивость режима и русла ручьев и рек, ее отлагавших. В составе толщи видим грубые галечники, конгломераты, песчанистые прослои, глинисто-песчанистые, наконец плотные пластичные глины; цвет их серый, черный, бурый, желто-бурый и красный, в зависимости от окрашивающих примесей гидрогетита, гидрогематита и водных окислов марганца. Рудный материал переносился или в виде растворов, или в виде взвешенных тонких частиц вместе с глинистыми, или наконец в виде галек плотного гидрогетита и плотных оолитоидных руд. Источником служили размываемые латеритовые руды типа описанных ранее участков.

Рудные гальки окатаны гораздо слабее, чем нерудные, что указывает на сравнительно недалекий перенос. Листоватые руды слишком рыхлые, чтобы устоять при переносе; они размачивались и переносились в виде тонкодисперсного материала, частично переходя в раствор. Оолитовые руды с рыхлым цементом и оолито-глинистые руды тоже размачивались, цемент раскрашивался, отдельные шарики-оолиты переносились и переотлагались, образуя скопления среди глинистых прослоев Аккермановского месторождения.

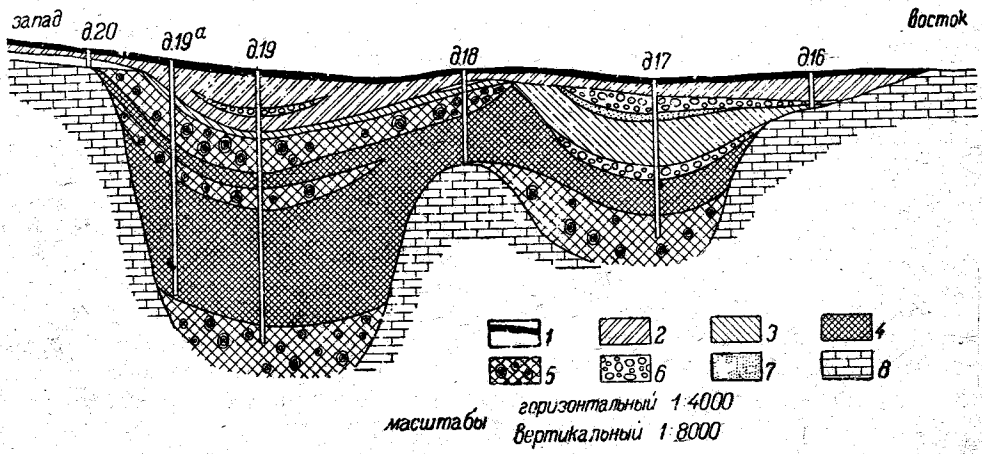


Рис. 13. Разрез по 6-ой линии Аккермановского месторождения.
1 — почвенный слой, *2* — песчанистая глина, *3* — красная глина, *4* — охристо-галечная руда, *5* — конкреционно-жеодистая руда, *6* — галечник, *7* — песок, *8* — известняк.

Являясь несколько изменчивым, разрез рудоносной толщи месторождения все же подчиняется известной закономерности, разрез по 6-ой линии Аккермановского месторождения (рис. 13).

В нижней части непосредственно на известняках, заполняя карстовые углубления его неровной поверхности, залегают преимущественно глинистые отложения.

Песчано-глинистые, песчанистые образования и галечники встречаются здесь редко и лишь в виде прослоев небольшой мощности. Верхняя часть разреза, напротив, слагается песчано-глинистыми образованиями. Как среди песчано-глинистых, так и в глинистых слоях заключены местами крупные окатанные гальки. Прослои галечника обычно не достигают большой мощности, так же как и чисто-песчанистые, и скоро выклиниваются по простиранию. Рудные образования концентрируются к нижней части толщи. Водные окислы железа скопляются в карстовых карманах известняка, в слоях, лежащих непосредственно на его поверхности, или отделенных от нее слоем плотной пластичной глины.

2. Описание рудной толщи

Рудные образования Аккермановского месторождения не однородны. Основываясь на состоянии присутствующих в ней водных окислов железа, а также на петрографическом характере ожелезненной породы, выделены несколько разностей руды. Главным образом принимались во внимание рыхлость и плотность гидроокислов железа, учитывался также и петрографический характер вмещающей породы, т. е. крупность зерна составляющих ее обломков.

Выделены следующие типы железной руды:

А) охристо-глинистая руда,

B) охристо-глинисто-галечная руда,
C) галечная руда,
D) оолитовидные руды,
E) конкреционно-жеодистая руда.

A. Охристо-глинистая руда. Охристо-глинистая руда представляет собой рыхлую тонкозернистую породу, состав которой обусловливается преобладанием пелитовых и алевритовых частиц, с подчиненным количеством более крупного псаммитового материала и с редкими крупными гальками.

Среди нерудной массы породы видим каолинитовые частицы, а также зернышки кварца, которые или окатаны, или регенерированы, огранены и имеют зональное строение. Реже встречаются зернышки халцедона и обломки непрозрачных минералов (сульфидов). Рудные минералы присутствуют в виде рыхлых охристых разностей, образующих очень тонкозернистые аггрегаты или обволакивают пленкой нерудные частицы. В бурых и желто-бурых охристо-галечных рудах присутствует гидрогетит, в красновато-бурых и красных преобладает гидрогематит. Чаще встречаются бурые разности.

B. Охристо-глинисто-галечная руда. Эти образования представляют собой породу, в состав которой входит значительное количество крупной гальки. Цементом служит более мелкозернистая, по преимуществу алевритопелитовая масса с подчиненным количеством псаммитовых частиц.

Между этим типом руды и предыдущим имеем все переходы.

Крупные гальки, входящие в состав породы, сильно колеблются по величине.

Встречаются гальки, имеющие размер 10—20 *см* в диаметре, и мелкие обломки пустой породы величиной в 1—2 *см*. По составу гальки чаще всего представляют собой обломки кремнистых пород. Цвет их бывает самый разный: желтый, белый, серый, зеленый, красновато-лиловый. Несколько реже в гальках находим обломки песчаников или куски белого сливного кварца, крупные обломки окремненного криноидного известняка и конгломерата с железистым цементом. Гальки песчаника и кремнистых пород снаружи подвергаются изменению под действием содержащих железо коллоидных растворов, пропитывающих и метасоматически замещающих кварцевое вещество породы от периферии гальки к центру. Некоторые гальки ожелезнены нацело. Под микроскопом в составе галек видим в подавляющем количестве кварц с небольшим количеством акцессорных минералов, среди которых наблюдаются листочки серицита, зерна буровато-зеленого турмалина и сглаженные зернышки циркона. Структура таких пород торцовая.

Часть кремнистых пород галек имеет резко выраженную сланцеватую структуру и состоит из зерен только одного кварца.

Ожелезнение в наружных частях кремнистых галек выражается в цементации их гидроокислами железа. Железистые растворы проникли в породу по линиям соприкосновения отдельных зерен, при этом происходило растворение и вынос кварца и осаждение водной окиси железа. Сохранившиеся части кварцевых зерен имеют зазубренные изъеденные граниты.

Подобное же явление наблюдается и для галек песчаника, причем здесь, благодаря большей пористости породы, проникновение железистых растворов захватывает более широкие зоны. Среди глинистой руды в дудке 25а по 7 линии встретилась галька криноидного известняка, окварцованного и имеющего крустификационную структуру.

Известковистые остатки стеблей *Crinoidea* в породе выщелочены, порода пориста, хорошо виден весь рисунок органических остатков, сохранился лишь кремнистый цемент породы, состоящий из халцедона и кварца. Халцедон облекает контуры органических остатков, кварцевые зерна слагают центральную часть кремнистых участков.

Подобные окремненные криноидные известняки упоминаются Е. В. Войновой в ее отчете, они принадлежат к палеозойскому комплексу, точно так же, как и породы кремнистых галек.

Местами в охристо-галечной руде наблюдается цементация гипсом. В некоторых участках видим гальки и рыхлую массу, сцементированную плотным гидрогетитом, т. е. намечается переход в конкреционно-жеодистый тип.

C. Галечная и оолитовидная руда. Галечными рудами называются породы, существенно состоящие из крупных обломков галек с подчиненным количеством рыхлого псаммитового по преимуществу цемента.

Среди нерудной существенную роль играет также рудная галька.

Состав нерудной гальки тот же, что и в предыдущем типе руды. Вообще нельзя резко проводить границу между этими типами руд. В составе галек охристо-глинисто-галечной руды тоже попадается рудная галька.

Изучение рудной гальки показало, что часть ее состоит из кусков не очень сильно окатанного плотного гидрогетита, а также из обломков оолитовидной руды. Мною были сделаны шлифы таких оолитовидных галек. Под микроскопом видим породу совершенно подобную до деталей оолитовидной руде латеритовых месторождений.

Она состоит из оолитов гидрогетитовых и гидрогематитовых, не совсем плотных, содержащих также и рыхлые частицы. Наружная часть оолита имеет оболочку более богатого содержанием воды гидрогетита. В оолитах и среди цемента видим хромит и магнетит.

К таким же рудным галечного типа образованиям возможно относятся и встречающиеся среди рыхлого охристоглинистого цемента некоторых руд отдельные шарики-оолиты, которые могут представлять собой размытые и перенесенные оолитовые руды.

Наблюдается сильная магнитность оолитовых скоплений и галек.

Нельзя отрицать возможность образования оолитов и на месте.

В шлифах галечных руд встречаются наряду с нерудными гальками, обломками гидрогетита отдельные угловатые кусочки хромита.

Все эти факты служат подтверждением взгляда, что в материале, принесенном и откладывавшемся здесь, большую роль играло размывание латеритовых месторождений железа.



Рис. 14. Сетчатая структура плотных руд (по микрофотографии).
Шлиф 93-а. × 80.

Малая окатанность гальки указывает на то, что коренные месторождения находились сравнительно недалеко. По отношению ко всему объему рудных образований галечный тип руды имеет очень незначительную величину.

Д. Конкреционно-жеодистые руды. Натечные конкреционные образования гидроокислов железа распределяются в рудной толще в отдельных ее горизонтах. Положение этих горизонтов не подчиняется никакой закономерности. В некоторых рудах они констатированы около поверхности известняка, в других — несколькими горизонтами в толще глинисто-охристой руды в середине разреза и наконец в некоторых дудках конкреционно-жеодистая руда залегает непосредственно под песчано-глинистыми слоями в самой верхней части рудной толщи. Часть этих плотных конкреций неправильна по форме, часть, напротив, представляет собой правильные концентрического строения образования. По чисто текстурным признакам и отчасти минералогическому составу можно выделить несколько видов этих образований.

a. Уплотнения в рыхлой массе железисто-глинистой породы. Твердость здесь незначительная, но порода уже не рыхлая. Это как-бы начало процесса образования плотных конкреций. Цвет светлобурый, размеры уплотнения незначительны, формы захваченного участка невелики. Макроскопически порода представляется ровной, однородной или имеет концентрическое строение с чередованием несколько более темных и светлых полос. Излом ровный, раковистый.

Под микроскопом видим рыхлую глинисто-охристую массу, пронизанную сетью тончайших жилок гидрогетита, имеющего серую поверхность в отраженном свете.

b. Следующий тип представляет дальнейшую стадию. Здесь уже иногда и макроскопически различаем присутствие сети тонких жилок плотного гидрогетита, а в промежутках — порах остается рыхлый материал. Цвет плотного гидрогетита темнобурый, твердость значительная, цвет рыхлой массы светлобурый. Под микроскопом строение плотных частей оказывается тоже неоднородным, оно тонкосетчатое, как и в первом типе, но сеть жилок гораздо гуще. В отраженном свете цвет поверхности гидрогетита светлее (меньшее содержание H_2O).

Об этих сетчатых структурах дает представление рис. 14.

c. Довольно часто видим в породах предыдущего типа концентрическое строение, причем чередуются полосы с густым слоем плотного гидрогетита и полосы или совсем рыхлые или лишь с густой сетью жилок. Примером такого концентрически-сетчатого образования может служить рис. 15.

d. Наконец конечную стадию описываемого процесса представляют образования, где видим крупные рыхлые участки, окруженные широкими концентрическими полосами плотного гидрогетита. Макроскопически плотный гидрогетит представляется однородным и имеет значительную твердость. Под микроскопом видим в нем ту же сетчатую структуру, но с еще более густой сетью жилок, участочками даже сливающихся (рис. 16, снизу).

e. Губчатые образования. Под этим видом выделены образования, которые по существу являются незначительным изменением типа «b» и «c». Они имеют тоже тонкосетчатое строение массы, но кроме того в породе присутствуют поры, пустоты. Эти пустоты иногда очень мелки,



Рис. 15. Концентрически-сетчатая структура плотных руд (по микрофотографии). Шлиф 37 — b-a. × 80.



Рис. 16. Образования волокнистого гетита около пустот в руде (по микрофотографии). Шлиф 128-a. × 80.

видны лишь под микроскопом, иногда различимы и в штуфе. Стенки этих пустот облекаются образованиями водных окислов железа, отличных от составляющих сетчатую массу руды. При наличии мелких пор эта каемка отличается прежде всего светлым цветом своей поверхности (в отраженном свете), принадлежа иногда даже гидрогематиту, а также своим сплошным несетчатым строением. При более значительных размерах пустот кайма их облекающая, имеет довольно значительную ширину и состоит из радиально лучистых образований гетита (см. рис. 16).

f. Концентрически скорлуптоватые образования гидрогематита (см. рис. 10). Отчетливо выделяется скорлуптоватое строение. Структура под микроскопом тоже концентрически сетчатая только как рыхлый, так и плотный минерал содержит меньшее количество H_2O, состоя преимущественно из гидрогематита (красный порошок при царапании).

Подобные образования сравнительно не часты. Примером могут служить руды дудки 12 по 7 линии, где они содержат большое количество древесных остатков.

Чтобы окончить описание руд этого типа, остается сказать еще несколько слов о строении правильных жеод, так часто здесь встречающихся. Жеодовые образования имеют округлую форму. Наружная поверхность неровная, буроватая, растрескавшаяся. Внутри жеоды чаще полые, иногда содержат пористую массу. Некоторые из таких конкреций при раскалывании оказываются плотными. Внутренняя часть их более светлая и имеет структуру, подобную опи-

санному выше типу «а» или «b». Строение жеод концентрическое, наружная часть обычно гидрогетит с сетчатой структурой, переходящей внутрь в сетчатый гидрогематит. Внутренняя поверхность представляет уже сплошную полосу гематита. Иногда еще наблюдаются полосы колломорфных плотных образований гидрогетита и гетита, отделяющие полосы сетчатого гидрогетита от гидрогематита.

В общем намечается при переходе от периферической к внутренней части жеода постепенное обезвоживание — гидрогетит — гетит — гидрогематит — гематит и внутри видим поверхность, сложенную уже кристаллическим гематитом.

Кристаллы его довольно мелки, под лупой удается рассмотреть их габитус — присутствуют грани ромбоэдра (100) и пинакоида (111), притупляющего трехгранный угол ромбоэдра перпендикулярно шестерной зеркально-повторной оси. В некоторых жеодах часть перечисленных полос отсутствует; видим кольца сетчатого гидрогетита и сетчатого гидрогематита.

Довольно часто на внутренних гематитовых и гидрогематитовых зонах имеем еще зону волокнистого колломорфного гидрогематита или гетита светлобурого цвета.



Рис. 17. Концентрическое строение жеоды.
Внутренняя часть жеоды сложена гетитом (верхняя часть фотогрфии). Затем следует зона гематита, за которой видим зону сетчатого гидрогематита. Наружная часть жеоды, сложенная сетчатым гидрогематитом на фотографию не попала (по микрофотографии).
Шлиф 30-ж/а.

На рис. 17 (микрофото) видим как раз подобное строение жеоды. Здесь имеется (внизу) зона сетчатого гидрогематита, переходящего к центру жеоды в кристаллический гематит, который опять облекается гетитом волокнистого строения. Внутренняя поверхность полых жеод покрывается чаще всего кристалликами кварца (рис. 18). Немного реже встречаем здесь шаровидные образования кварцита (рис. 19) с радиально-лучистым расположением волокон. Иногда они хорошо сохранились, иногда частично или нацело замещены окислами железа.

Иногда видим тоже шаровидные образования, но принадлежащие кальциту. Строение их тоже волокнистое, радиально-лучистое.

Некоторые жеоды содержат внутри пористую светлобурую массу, в других внутренняя поверхность покрыта тонкой порошковатой корочкой яркокрасного (гидрогематит) или бурого цвета (гидрогетит рис. 20).

Некоторые жеоды, содержащие кроме железа и марганец, имеют внутри пористую губчатую массу, состоящую из кристаллического пиролюзита с осадившимися на нем кристалликами (рис. 21).

Е. Марганцовистые руды. Можно установить закономерность в распределении марганца в рудоносной толще. В верхних частях руды почти не содержат марганца, тогда как в нижних частях непосредственно на известняке он концентрируется в значительном количестве. Руды меняют при этом свой цвет — охристо-глинистая масса из красной или светлобурой делается при большом содержании окислов марганца — черно-бурой. Жеодистые образования уже не чисто железистые, а представляют собой промежуточные гидроокислы.

Кремнистые и песчаниковые гальки пропитываются снаружи черными марганцовистыми соединениями.

Марганцовые минералы представлены двумя разновидностями. Первая — аморфная, рыхлая, землистая, черного цвета, сильно пачкающая руки. Большая часть марганцовых минералов представлена кристаллической разностью — пиролюзитом. В очень мелких зернистых образованиях он присутствует в плотной массе глинистой породы, легко различим благодаря блеску на плоскостях граней и изломов по спайности.

В пустотах и трещинках породы нарастают щеточки более крупных кристаллов (рис. 22). Они все же мелки, рассмотреть образующие их грани удается только с помощью лупы.

Можно видеть, что это кристаллы ромбической сингонии, должно быть относящиеся к ромбипирамидальному виду симметрии. Наиболее обычные кристаллы образованы гранями призмы (011 и (101). Нарастают они на поверхности трещинки неправильно, хотя часто принимают положе-

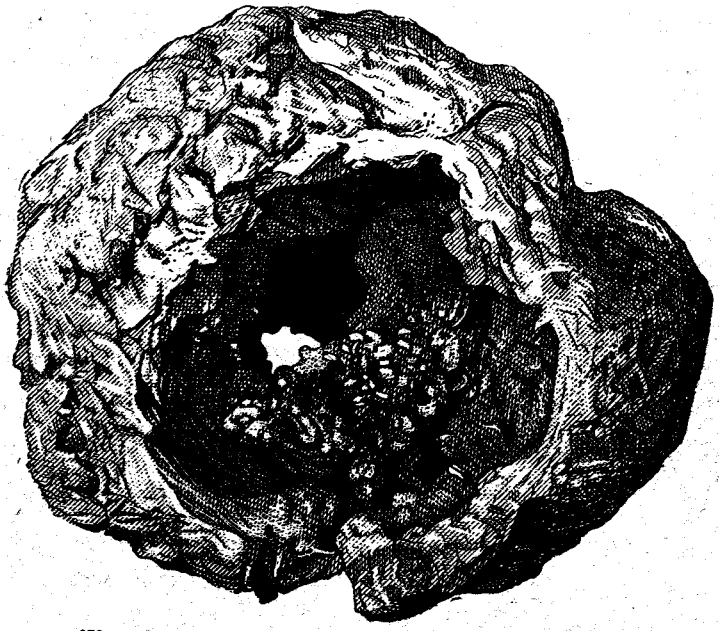


Рис. 18. Жеода с кристаллами кварца на внутренней поверхности.
Нат. велич. (по фото).

ние, в котором [010] перпендикулярны поверхности трещинки. Несколько более редок облик кристаллов, где присутствуют грани (100), (010) и призма (011). Такие кристаллы образуют параллельные сростки, соприкасаясь плоскостями (100), и располагаются так, что ось [001] пер-

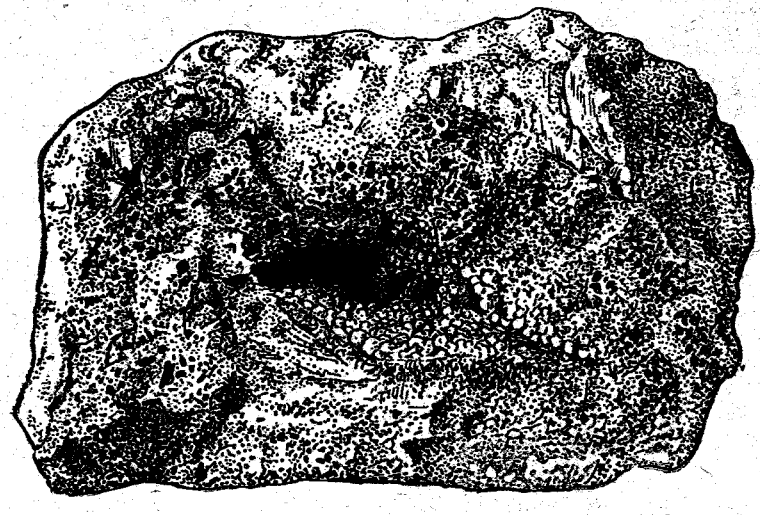


Рис. 19. Жеода с шаровидными образованиями кварцита. $\times {}^{4}/_{5}$ (по фото).

пендикулярна к стенкам жеоды. Наблюдается отчетливая спайность (отдельность) по (001) и менее совершенная по (100) и (010), кристаллики легко раскрашиваются на кубики. Цвет минерала — стально-серый, блеск — полуметаллический. Черта — темносерая, блестящая. Твердость 3, 5, больше, чем у медной иглы, и менее, чем у железной. В шлифе в отраженном свете

видим (рис. 23) ряд удлиненных разрезов минерала с отчетливой спайностью. Поверхность коричневато-белого цвета.

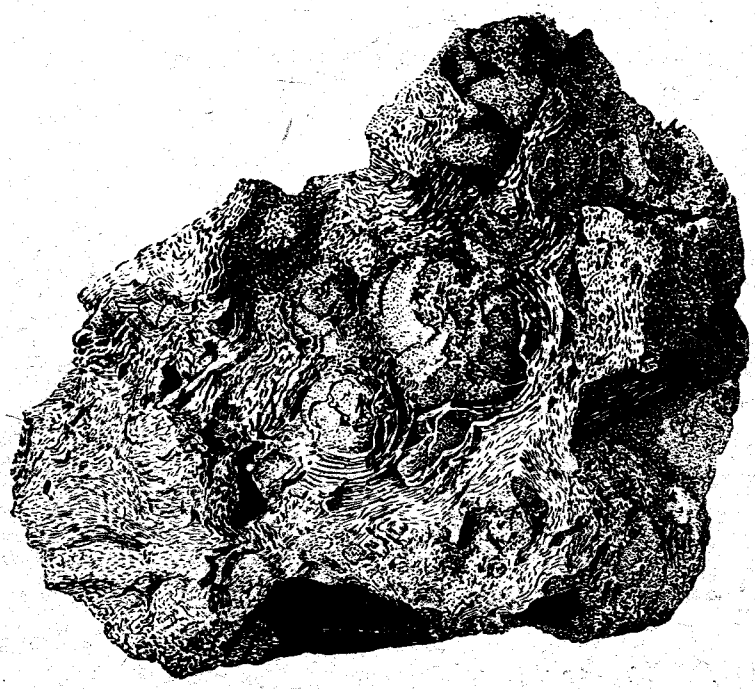


Рис. 20. Концентрически-скорлуповатое строение плотного гидрогематита (по фото).

В поляризованном свете при полном повороте столика микроскопа получаем четыре погасания.

Кривая нагревания минерала (рис. 24) дала отчетливую эндотермальную остановку при температуре 735°.

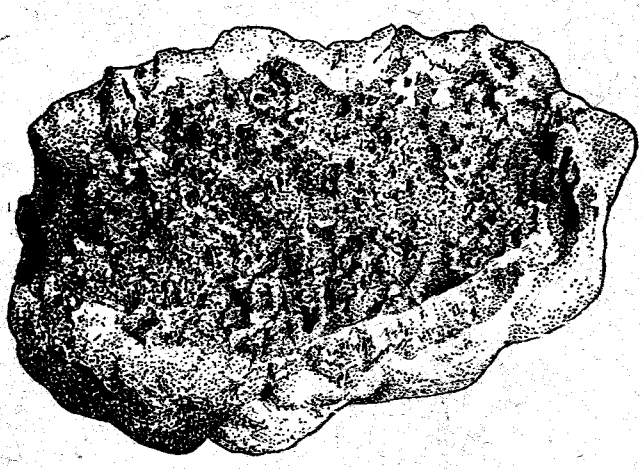


Рис. 21. Жеода с губчатой массой во внутренней полости. × $^4/_5$ (по фото).

Сравнение полученных результатов с кривой нагревания пиролюзита, полученной Х. С. Никогосяном (*42*), заставляет отметить существенную разницу, так как в его работе указывается, правда тоже остановка, но при температуре 960—980°.

Все перечисленные свойства минералов позволяют считать его пиролюзитом. Рентгеновский анализ вполне подтверждает это определение.

Ниже приводим дебаеграмму кристаллической разности, снятую при следующих условиях:

Трубка Хаддинга.
Антикатод — Fe ($\lambda_\alpha = 1{,}932$Å, $\lambda\beta = 1{,}753$Å)
Напряжение — 35 kV
Экспозиция — 180
Диаметр образца — 0,5 *мм*
Диаметр камеры — 57,3 *мм*
Русская пленка ф-ки им. Урицкого



Рис. 22. Щетки кристаллов пиролюзита в пустотах марганца.
Нат. велич. (по фото).



Рис. 23. Пиролюзит (по микрофотографии).
Шлиф 1 × 80.

Измеренные расстояния между наиболее интенсивными линиями приводятся в таблице 4. Сравнение их с данными эталонов марганцовых минералов Института Механобр позволяет определить излучаемый минерал как пиролюзит.

Таблица 4

№№ по порядку	*L* измеренная в *мм*	*Y* Интенсивность
1	36,8	в. яр.
2	47,9	в. яр.
3	55,0	ср.
4	73,7	в. яр.
5	77,8	в. яр.
6	85,7	ср.
7	89,3	ср.
8	96,6	в. яр.

При тех же условиях съемки черная аморфная разновидность не дала вовсе линий, что позволяет считать ее тонкодисперсным коллоидным образованием и, принимая во внимание прочие свойства, считать вадом.

В богатых марганцем нижних горизонтах рудной толщи встречаются кроме обычных для всех руд щеточек кварца и кальцита кристаллики барита и корочки медной зелени $CO_3Cu(OH)_2$ в отдельных дудках (31 линия 9) в этих же горизонтах наблюдается скопление никелевых силикатов.

F. Никелевые руды. Значительное содержание никеля в аккермановских рудах отмечено только в дудке 31 по 9 линии. Небольшое содержание констатируется на всем месторождении.

Никелевые руды по образцам, взятым из 31 дудки (9 линии), изучались Г. С. Грицаенко и Е. В. Икскюль. Это описание делается по их данным.

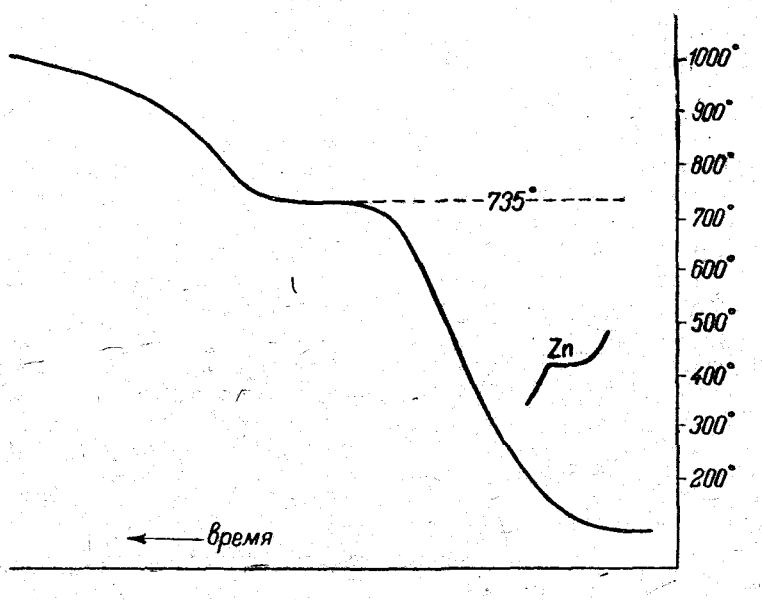


Рис. 24. Кривая нагревания пиролюзита.

В коричневато-бурой глинистой массе виден голубовато-зеленый силикат никеля. Под микроскопом он представляет собой тонкозернистый аггрегат с низкими цветами интерференции, $1{,}625 < N < 1{,}630$. По оптическим константам он близок к порошковатому ревдинскиту Тюленевского месторождения с несколько более высоким показателем преломления, что очевидно объясняется меньшим содержанием воды.

В глинистой массе вмещающей породы присутствует значительное количество окислов марганца, главным образом пиролюзита, некоторое количество окислов железа, мелкие обломки кварца и халцедона. Присутствуют крупные зернышки барита и кальцита.

3. Образование рудной толщи

Говоря о генезисе месторождения, можно с уверенностью утверждать, что оно является переотложенным, происшедшим за счет размывания, переноса и отложения богатых $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$ образований. Нахождение среди нерудных галек окатанных кусков оолитовой руды, ничем не отличающихся ни макроскопически, ни под микроскопом от подобных образований латеритовых корок выветривания серпентинита, а также нахождение в глинистых рудах отдельных кусочков хромита, оолитов, галек плотного лимонита, заставляет считать, что богатыми железом породами, размывание которых послужило причиной образований Аккермановского месторождения, являются латеритовые руды типа Халиловского, Ново-Киевского, Орловского и подобных участков.

Перенос и переотложение материала происходили, во-первых, чисто механическим путем, в виде галек и тонких взвешенных частиц $Fe_2O_3 \cdot n\,H_2O$, осаждавшихся вместе с нерудной галькой и глинистыми частицами. Но не все железо перенесено в таком виде.

Кажется не случайной связь рудной залежи с известняками, возможно, что большую роль в концентрации железа сыграло осаждение его из приносимых растворов при изменении их от растворяемого известняка, так как щелочность вод способствовала осаждению железа из раствора в виде $Fe_2O_3 \cdot n\,H_2O$. Приуроченность месторождения к известняку, концентрация оруденения вблизи его поверхности, в углублениях в ней, имеющих карстовый характер, заставляют считать, что осаждение железа из раствора сыграло главную роль в образовании руд-

ной толщи. На современный облик рудоносной толщи наложили отпечаток как условия в период ее формирования, так и гораздо более поздние процессы, вызванные циркуляцией вод в уже сформировавшейся толще.

Рудный галечник, глинисто-охристый тип руды дает представление о том виде, в каком формировалась рудная толща. Часть оолитовых образований возможно является поверхностными изменениями в рудных слоях в более древнее юрское время.

Стяжения лимонита, образование плотных корок его и жеод с концентрическим строением принадлежит к более поздним образованиям, возникшим под действием поверхностных вод, то более кислых и растворявших железо, то осаждавших его, в более щелочной среде.

Щеточки кристалликов кальцита, кварца в полостях жеода в пустотках и трещинках глинисто-охристой руды обусловлены выпадением из этих растворов, точно так же как и мелкие сферические с радиально-лучистым строением образования, принадлежащие кальциту и кварцину с последующим замещением их водными окислами железа.

Наблюдающиеся на некоторых рудах псевдоморфозы гидрогетита по кристаллам карбонатов относятся также к подобным образованиям. Кристаллики карбоната имеют ромбоэдрический габитус и часто имеют чешуйчатое строение граней. Первоначально они возможно принадлежали сидериту. Совершенно аналогичные образования отмечались уже при описании латеритового месторождения.

Скопление никелевых силикатов, образование щеточек марганцовых минералов по стенкам пустот, образование барита являются тоже отдельными проявлениями этого более позднего экзогидратогенного процесса.

С деятельностью поверхностных вод связана цементация породы в некоторых местах гипсом, наблюдающаяся главным образом в галечниках

Список литературы

1. Гофман и Гельмерсен. Горн. журн., ч. 1, II, IV, 12, IV, 1835.
2. Антипов 2-й, А. и Меглицкий. Геогностическое описание южной части Уральского хребта, исследованной в течение 1854—1855 гг. Горн. журн., IV и III, 1857, II и III, 1858.
3. Карпинский, А. П. Геологические исследования в Оренбургском крае. Зап. Мин. о-ва (2), 9, 1874.
4. Карпинский, А. П. Геологические исследования, произведенные в Южном Урале летом 1884 г. (пред. отчет.). Изв. Г. К., IV, 1885.
5. Левинсон-Лессинг, Ф. Ю. Геологические исследования в Губерлинских горах. Зап. Мин. о-ва, (2), 28, 1891.
6. Янишевский, М. Э. Нижнекаменноугольные известняки около поселка Хабарино Оренбургской губ. Изв. Томск. Технолог. ин-та, 1911, т. 22, № 2, 1—99, 1910; отд. изд., 305, 111, (карта).
7. Тихонович, Н. Н. Изв. Геол. Ком., т. XXXVI, 1914.
8. Наливкин, Д. В. О геологическом строении Южного Урала. Зап. Лен. Горн. и-та, VII, стр. 71—95, 1926.
9. Либрович, Л. С. Палеозой восточного склона Урала. См. объяснительную записку к геологической карте Урала. Масштаб 1 : 1 000 000. 1931.
10. Дингельштейдт, Н. Н. К вопросу о геологическом строении Южного Урала. Тр. ВГРО, вып. 243, 1932.
11. Петренко, А. А. Геология северо-восточной части Орского района. Тр. ГГРУ, № 256 + 4 табл. + карта, 1932.
12. Бокий, Г. Б. Геологическое строение Халиловского месторождения бурых железняков. Отчет о геолого-разведочных работах и подсчет запасов бурых железняков Халиловского месторождения. Самара, 1931.
13. Коптев-Дворников, В. С. и Ульянов, Д. С. Краткий геологический очерк (Халиловского района). «Халиловские месторождения никелевых руд», 1932.
14. Яншин, А. Л. Тектоника Каргалинских гор. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы (отдел геологии), (2), 1932.
15. Безруков, П. Л. и Яншин, А. Л. Юрские отложения и месторождения бокситов на южном Урале. Тр. НИС геол. и мин., вып. 7, 1934.
16. Поляков, К. В. Месторождения медных руд в районе среднего течения р. Урала. Горн. журн., 9, 1925.
17. Гейслер, А. Н. Магнезит в Халиловском районе. Вестн. Геолкома, 4, 1925.
18. Разумовский, Н. К. Халиловское месторождение никелевой руды на Южном Урале. Вестн. Геолкома, 10, 1927.
19. Воробьев. Никелевые и кобальтовые руды Халиловского района. Мин. сырье и цвет. мет., 3, 1929.

20. Шадлун, Н. А. О разведках никелевых руд в Халиловском районе на Южном Урале. Мин. сырье и цвет. мет., 5—6, 1929.
21. Коптев-Дворников, В. С. Халиловское месторождения магнезита на Южном Урале. Мин. сырье, 7/8, 1930.
22. Петренко, А. А. К открытию бокситов в Орском районе. Пробл. Сов. Геол., 9, 1933.
23. Смирнова, О. П. Строение осадочной толщи. Сб. «Халиловские месторождения никелевых руд», 1932.
24. Форш, Д. В. Описание образцов железных руд и пород Халиловского месторождения. Рукопись, 1934.
25. Напольская, В. В. Халиловское железорудное месторождение. Главнейшие железорудные месторождения СССР, том II, 1934.
26. Напольская, В. В. Генезис Халиловского железорудного месторождения. Рукопись, 1935.
27. Заварицкий, А. Н. Главные черты развития вулканического цикла на Урале. Изв. Геол. ком., т. XLIII, № 3.
28. Курнаков, Н. С. и Родэ, Е. Я. О химической природе естественных гидратов окиси железа. Изв. И-та физ.-хим. анализа, т. III, 1, 1926.
29. Курнаков, Н. С. и Уразов, Г. Г. Тр. Центр. упр. пром. разв., 5, стр. 29, 1923.
30. Уразов, Г. Г. и Влодавец, Н. И. Физ.-хим. иссл. хим. анал., том III, вып. 2.
31. Самойлов. О химическом строении каолина.
32. Ross, Clarence S. and Kerr Paul F. Halloysite and Allophane. 1934—1935.
33. Курнаков, Н. С. и Черных, В. В. Физико-химическое исследование водных силикатов окиси железа и глинозема. Зап. Мин. о-ва, 2 сер., часть 57.
34. Lacroix, M. A. Laterites de la Guines, C. R., v. 158, 1914.
35. Lacroix, M. A. Laterites de Madagascar, C. R., v. 159, 1914.
36. Voit, F. W. Die Eisenerzlateritlagerstätte des Donderbary in Surinam. Z. f. prakt. Geol. 2, стр. 17—24, 1922.
37. Beyschlag-Krusch-Vogt. Band IV, стр. 619—620.
38. Leith, C. K. and Mead, W. S. Origin of the Ores of Central and Nordeastern Cuba, Amer. Inst. Min. Eng. Trans, 42, 1911.
39. Kemp, J. E. The Mayri iron-ore Deposits. Cuba Amer. Inst. Min. Eng. Bull., 98, 1915.
40. Kuhn, O. R. Iron Ore Deposits of Cuba. Eng. Min. Jour. 121, 15, стр. 607—610, 1926.
41. Harrasowitz, H. Laterit. Berlin, стр. 313, 1926.
42. Никогосян, Х. С. Кривые нагревания марганцовых минералов. Изв. ГГРУ, том LI, вып. 19, 1931.
43. Попов, Г. М. Дебаеграммы главнейших минералов руд железа и марганца. Изв. ВГРО, вып. 19, 1932.
44. Clark G. L. and Ally, A. Journ. Min. Soc. Am., Vol. 17, стр. 66—74, 1932.

Zusammenfassung

In 1934—1935 wurden von wissenschaftlichen Forschungsrat des Leningrader Berginstituts mineralogische Untersuchungen der Eisenerzlagerstätten von Chalilowo und Ackermann ausgeführt.

Die Eisenerze von Chalilowo bestehen aus Lateriten, welche durch Verwitterung von Serpentin entstanden sind.

Das Erzlager besteht aus mehreren Horizonten. Von unten an gerechnet sehen wir im Schnitt: blättrige, breccienartige, oolitoide (spisolitische) und stalaktitartige oder glaskopfartige Erze. Die Erze von Chalilowo sehen den Lateriteisenerzen von Surinam, Guinea, Madagaskar und der Insel Kuba sehr ähnlich.

Einen vollkommen anderen Charakter trägt die Lagerstätte von Ackermann. Das Erzlager liegt auf der zerwaschenen Oberfläche der Karbonkalke, wobei die Erzansammlungen an deren Karstvertiefungen gebunden sind.

Das erzführende Gestein wird von kontinentalen tonigen, sandig-tonigen und Geröllablagerungen gebildet. Die Erzteilchen lagerten sich gleichzeitig mit den Nichterzen ab. Der Ablagerung von Fe_2O_3 und H_2O war die durch die Auflösung der Kalke bedingte Alkalescenz günstig.

Eine Reihe von Erzabarten werden ausgesondert: ockertonige, ockher-tonig-Geröll-, Geröll-, Geoden- und Oolitherze.

In den unteren Schichten sind die Erze durch Mangan angereichert, stellenweise durch Nickel. Die Eisenerze von Ackermann stellen sekundär abgelagerte Lateriterze dar.